



MÉMOIRE PRÉSENTÉ À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE DE LA
MAÎTRISE EN GÉOLOGIE ET GÉNIE GÉOLOGIQUE

PAR ROSE ANNE BOUCHARD

LE DÉPÔT DE SULFURES MASSIFS VOLCANOGÈNES DE COULON, NORD DU
QUÉBEC : CONTEXTE, STRUCTURE, ALTÉRATION ET ZONALITÉ

QUEBEC, CANADA

JUILLET 2019

Résumé

Ce projet de recherche, qui est une collaboration entre la compagnie Redevances Aurifères Osisko Ltée (auparavant Mines Virginia Inc.) et le Centre d'études sur les Ressources minérales (CERM) de l'UQAC, portait sur la minéralisation de type sulfures massifs volcanogènes (SMV) de Coulon (14 Mt à 1,3% Cu et 3,9% Zn). Ce dépôt se situe dans une petite ceinture de roches vertes archéennes déformées et métamorphisées dans le secteur de la Baie-James, à 15 kilomètres au nord de l'Aéroport Fontanges. L'objectif de ce projet était de reconnaître l'impact de la déformation et du métamorphisme sur les caractéristiques primaires des lentilles minéralisées et de leur environnement.

Le secteur de Coulon est caractérisé par six groupes lithologiques qui se distinguent par le type de protolite et l'intensité de l'altération hydrothermale. Selon le diagramme du titane en fonction du zirconium, des séries de roches felsiques, intermédiaires et mafiques sont reconnues dans le secteur. Les schistes à sillimanite, schistes à sillimanite + cordiérite, schistes à cordiérite et schistes à cordiérite + anthophyllite sont interprétés comme des roches felsiques présentant différents degrés d'altération. Les schistes à anthophyllite sont interprétés comme des roches de composition intermédiaire alors que les amphibolites sont interprétées comme des roches mafiques. Certaines caractéristiques peuvent laisser croire à la présence de niveaux métasédimentaires intercalés au sein d'unités métavolcaniques intermédiaires à mafiques. Par contre, les fortes corrélations du titane en fonction du zirconium des roches constituant le groupe des roches felsiques, des terres rares normalisées à la chondrite C1 et des éléments traces normalisés au manteau primitif appuient l'hypothèse de roches felsiques d'origine volcanique. Les vestiges de structures rubanées généralement associées à des roches sédimentaires pourraient correspondre à des horizons volcanoclastiques au sein du complexe felsique.

Au moins trois phases de déformation affectent le secteur du dépôt de Coulon. La foliation principale serait enregistrée par la déformation D1 qui semble être majeure pour le secteur. Cette fabrique aurait ensuite été déformée par deux autres événements menant la formation de plis P2 et P3. L'intensité des déformations D2 et D3 semble moins importante que la déformation D1 étant donné leur empreinte moins forte à l'échelle de l'affleurement. Ces déformations ont entraîné d'importantes modifications géométriques de la structure primaire du dépôt et des roches environnantes.

Le métamorphisme, au faciès supérieur des amphibolites (726,6 °C et 4,9 kbar), a entraîné des changements majeurs par rapport à la paragenèse initiale. Toutefois, l'empreinte de l'altération syngénétique liée à la mise en place du dépôt de Coulon est encore reconnaissable. En effet, selon les phases minérales et la chimie de ces roches felsiques, la zone à séricite puis celle à chlorite, telle qu'observée dans les SMV classiques, peuvent être interprétées. Le schiste à sillimanite représente la zone d'altération distale. Les schistes à sillimanite + cordiérite et à cordiérite correspondent à des zones d'altération de transition entre la zone alumineuse et celle magnésienne et ferreuse. Le schiste à cordiérite + anthophyllite correspond à la zone d'altération la plus proximale au dépôt.

La paragenèse métallique du dépôt correspond à un assemblage de pyrite + pyrrhotite + sphalérite + chalcopryrite + galène typique des SMV classiques. La distribution des valeurs

en zinc et en cuivre au sein des lentilles montre localement des caractéristiques de zonalité. Par contre, il est difficile de suivre et de corréler ces dernières entre les différents horizons interceptés en forage, ce qui semble être la conséquence d'une remobilisation, principalement mécanique, des amas minéralisés à l'échelle du dépôt. Ce phénomène peut être confirmé en microscopie. Des textures de remobilisation de type mécanique (fluage), chimique (solution aqueuse) et métamorphique (fusion partielle) ont été identifiées indiquant que ces phénomènes affectent bel et bien les lentilles minéralisées. D'autre part, l'hétérogénéité dans l'organisation des valeurs en métaux peut également s'expliquer par la mise en place syngénétique d'une minéralisation par remplacement au sein de roches volcaniques à composante clastique.

Le métamorphisme et la déformation ayant affecté le dépôt de SMV de Coulon ont entraîné plusieurs changements des caractéristiques primaires. Toutefois, certains vestiges d'éléments primaires sont encore identifiables tels que la zonalité d'altération et le contexte lithologique.

Table des matières

CHAPITRE 1 Introduction	1
1.1 Avant-propos	1
1.2 Mise en contexte	2
1.2.1 Description générale des sulfures massifs volcanogènes	2
1.2.2 Processus de formation général	4
1.2.3 Caractéristiques générales de l'altération	9
1.2.4 Caractéristiques générales de la minéralisation	11
1.3 SMV en contexte métamorphisé et déformé	14
1.3.1 Déformation	14
1.3.2 Métamorphisme	16
1.3.3 Remobilisation des sulfures	18
1.4 Problématique spécifique : le cas de Coulon	22
1.4.1 Localisation	22
1.4.2 Géologie régionale	23
1.4.3 Contexte du gisement de Coulon	24
1.4.4 Problématique spécifique	27
1.4.5 Objectifs du projet	28
1.4.6 Méthodologie	28
CHAPITRE 2 Contexte géologique local	40
2.1 Introduction	40
2.2 Description pétrographique	40
2.2.1 Schiste à sillimanite	41
2.2.2 Schiste à sillimanite + cordiérite	49
2.2.3 Schiste à cordiérite	55
2.2.4 Schiste à cordiérite + anthophyllite	61
2.2.5 Schiste à anthophyllite	68
2.2.6 Amphibolite	73
2.2.7 Zone minéralisée	79
2.2.8 Autres lithologies	80
2.3 Synthèse et interprétation préliminaire	85
2.3.1 Classification des lithologies	85
2.3.2 Affinité magmatique	88
2.3.3 Fertilité des roches encaissantes	89
CHAPITRE 3 Aspects structuraux	98
3.1 Introduction	98
3.2 Aspects structuraux	99
3.2.1 Description des fabriques	99
3.3 Synthèse et interprétation préliminaire	109
CHAPITRE 4 Caractérisation des minéraux et des conditions du métamorphisme	111
4.1 Introduction	111
4.2 Minéraux d'altération et du métamorphisme et leur signature chimique	111
4.2.1 Amphibole	112
4.2.2 Biotite	113

4.2.3	Feldspath.....	117
4.2.4	Sillimanite et cordiérite.....	119
4.2.5	Autres phases minérales mineures.....	121
4.3	Conditions pression et température.....	126
4.4	Synthèse et interprétation préliminaire.....	130
CHAPITRE 5 Caractérisation des altérations hydrothermales.....		131
5.1	Introduction.....	131
5.2	Profil d'altération selon les éléments majeurs.....	131
5.3	Effet de l'altération sur les éléments majeurs.....	135
5.4	Effet de l'altération sur les éléments des terres rares.....	147
5.5	Interprétation de la typologie des altérations et distribution des assemblages minéralogiques.....	149
5.5.1	Zone alumineuse.....	152
5.5.2	Zone de transition alumineuse et magnésienne.....	153
5.5.3	Zone d'altération magnésienne.....	153
5.5.4	Zone d'altération magnésienne et ferreuse.....	154
5.6	Synthèse et interprétation préliminaire.....	156
CHAPITRE 6 Minéralisation.....		158
6.1	Introduction.....	158
6.2	Type et forme de la minéralisation.....	159
6.2.1	Zone à sulfures massifs.....	159
6.2.2	Zone à sulfures semi-massifs.....	160
6.2.3	Zone à sulfures disséminés.....	161
6.3	Typologie des phases métalliques.....	162
6.3.1	Pétrographie et aspect textural.....	162
6.3.2	Composition chimique.....	171
6.4	Distribution spatiale de la minéralisation.....	174
6.5	Textures pouvant être associées à la remobilisation des phases métalliques.....	178
6.6	Synthèse et interprétation préliminaire.....	185
CHAPITRE 7 Discussion et conclusion.....		190
7.1	Introduction.....	190
7.2	Contexte géologique.....	190
7.2.1	Lithologies.....	190
7.2.2	Structure.....	193
7.2.3	Métamorphisme.....	193
7.2.4	Altération.....	194
7.2.5	Minéralisation.....	195
7.3	Interprétation génétique du dépôt.....	197
7.4	Conclusion.....	201
Références.....		203

Liste des figures

Figure 1 : Distribution des dépôts de sulfures massifs volcanogènes dans le monde.	3
Figure 2 : Environnements géodynamiques favorables à la formation des dépôts de SMV.	5
Figure 3 : Schéma de la croûte océanique affectée par un système hydrothermal convectif.	9
Figure 4 : Schéma de la mise en place d'un dépôt de SMV classique.	11
Figure 5 : Schéma exposant la zonalité métallique classique au sein d'une lentille d'un dépôt de SMV.	13
Figure 6 : Schémas de l'effet de la déformation sur un SMV classique.	16
Figure 7 : Pression en fonction de la température de certaines paragenèses métalliques.	21
Figure 8 : Contour de la province de Québec (Canada) avec la localisation du projet Coulon.	22
Figure 9 : Géologie détaillée de la Région du Complexe de Gayot.	25
Figure 10 : Carte simplifiée de la géologie du Complexe de Gayot.	26
Figure 11 : Carte géologique du secteur de Coulon avec l'emplacement des différentes lentilles.	27
Figure 12 : Propriété de Coulon avec l'interprétation géologique de 2012.	29
Figure 13 : Géologie du secteur sud avec localisation des affleurements, lames minces et tranchées selon une simplification de l'interprétation géologique réalisée par l'entreprise partenaire en 2012.	32
Figure 14 : Géologie du secteur nord avec localisation des affleurements, lames minces et tranchées selon une simplification de l'interprétation géologique réalisée par l'entreprise partenaire en 2012.	33
Figure 15 : Localisation des sondages utilisés pour l'étude des zones minéralisées.	37
Figure 16 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques du schiste à sillimanite.	46
Figure 17 : Textures d'équilibre chimique dans le schiste à sillimanite.	47
Figure 18 : Éléments traces normalisés au manteau primitif pour le schiste à sillimanite.	48
Figure 19 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 pour le schiste à sillimanite.	48
Figure 20 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques du schiste à sillimanite + cordiérite.	53
Figure 21 : Éléments traces normalisés au manteau primitif pour le schiste à sillimanite + cordiérite.	54
Figure 22 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 pour le schiste à sillimanite + cordiérite.	54
Figure 23 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques du schiste à cordiérite.	59
Figure 24 : Éléments traces normalisés au manteau primitif pour le schiste à cordiérite.	60
Figure 25 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 pour le schiste à cordiérite.	60
Figure 26 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques du schiste à cordiérite + anthophyllite.	65
Figure 27 : Texture de recristallisation métamorphique de la cordiérite et de l'anthophyllite.	66
Figure 28 : Schiste à cordiérite + anthophyllite avec amas de spinelles.	66
Figure 29 : Éléments traces normalisés au manteau primitif pour le schiste à cordiérite + anthophyllite.	67
Figure 30 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 pour le schiste à cordiérite + anthophyllite.	67
Figure 31 : Caractéristiques microscopiques du schiste à anthophyllite.	71
Figure 32 : Éléments traces normalisés au manteau primitif pour le schiste à anthophyllite.	72
Figure 33 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 pour le schiste à anthophyllite.	72
Figure 34 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques de l'amphibolite.	77
Figure 35 : Éléments traces normalisés au manteau primitif pour l'amphibolite.	78
Figure 36 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 pour l'amphibolite.	78
Figure 37 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques des lithologies mineures.	83
Figure 38 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques des dykes.	84
Figure 39 : Titane en fonction du zirconium des échantillons à l'étude.	91
Figure 40 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 des amphibolites selon leur contenu en titane.	92
Figure 41 : Éléments traces normalisés au manteau primitif des amphibolites selon leur contenu en titane.	93
Figure 42 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 illustrant les spectres de terres rares pour les métavolcanites felsiques, intermédiaires et mafiques.	94

Figure 43 : Alternance de bandes de différentes compositions qui semble être le résultat d'un arrangement compositionnel primaire.	95
Figure 44 : Affinité magmatique des roches du secteur à l'étude en utilisant Zr/Y, La/Yb et Th/Yb.	96
Figure 45 : Fertilité des métavolcanites felsiques selon le ratio zircon sur yttrium en fonction de l'yttrium ...	97
Figure 46 : Attitude de la foliation principale dans le domaine sud.....	100
Figure 47 : Stéréogramme représentant les mesures de foliation principale.....	101
Figure 48 : Textures en microscopie montrant l'effet de la déformation.....	102
Figure 49 : Contour de la tranchée TR-CN04-07 avec la distribution des linéations d'étirement et des foliations principales associées.....	103
Figure 50 : Stéréogramme représentant les mesures de linéations d'étirement.	103
Figure 51 : Stéréogramme représentant les mesures de plans axiaux.	106
Figure 52 : Vue en surface de la foliation principale affectée par deux épisodes de plissement.	106
Figure 53 : Vue en microscopie de l'effet du plissement.....	107
Figure 54 : Enclave foliée incorporée dans un dyke pegmatitique.	108
Figure 55 : Stéréogramme représentant les mesures prises sur les dykes et les veines.....	109
Figure 56 : Classification des amphiboles orthorhombiques selon leur contenu en magnésium, fer et silice.	114
Figure 57 : Classification des amphiboles calciques selon leur contenu en magnésium, fer et silice.....	115
Figure 58 : Classification des biotites selon leur contenu en magnésium, fer et aluminium.	116
Figure 59 : Classification des feldspaths.....	118
Figure 60 : Contenu en magnésium des grains de cordiérite selon leur proximité avec la minéralisation.....	120
Figure 61 : Classification des carbonates et des grenats.	123
Figure 62 : Classification de la chlorite selon le ratio fer-magnésium en fonction de la silice.....	124
Figure 63 : Classification des spinelles selon le diagramme ternaire gahnite, hercynite et spinel.....	125
Figure 64 : Diagramme de thermobarométrie selon les travaux de Plyusnina.....	127
Figure 65 : Diagramme de thermobarométrie selon les travaux de Fershtater.....	128
Figure 66 : Diagramme d'altération de type Box Plot des échantillons des roches felsiques, intermédiaires et mafiques.	133
Figure 67 : Diagramme d'altération de type Box Plot des échantillons des différentes variantes de roches métavolcaniques felsiques.	134
Figure 68 : Phénomène du bilan de masse schématisé.....	136
Figure 69 : Boîtes à moustache des bilans de masse des oxydes majeurs calculés pour des roches métavolcaniques felsiques, mafiques et intermédiaires.	140
Figure 70 : Boîtes à moustache des bilans de masse des oxydes majeurs calculés pour les variantes des roches métavolcaniques felsiques.	141
Figure 71 : Diagramme du bilan de masse du MgO en fonction de celui du SiO ₂ des échantillons de métavolcanites felsiques.	143
Figure 72 : Diagramme du bilan de masse du MgO en fonction de celui du SiO ₂ pour les variantes des roches métavolcaniques felsiques.	144
Figure 73 : Diagramme du bilan de masse du MgO en fonction de celui du FeO total des échantillons de métavolcanites felsiques.	145
Figure 74 : Diagramme du bilan de masse du MgO en fonction de celui du FeO total pour les variantes des roches métavolcaniques felsiques.	146
Figure 75 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 pour les variantes des roches métavolcaniques felsiques.	148
Figure 76 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 des métavolcanites felsiques du dépôt de Coulon et des volcanites felsiques fraîches de l'archéen précoce et tardif.	151
Figure 77 : Représentation des quatre zones d'altération observées à Coulon selon leur association avec les zones d'altération idéalisées d'une SMV classique.	155
Figure 78 : Interprétation des zones d'altération observées dans le secteur du dépôt de Coulon.	157

Figure 79 : Aspect textural de la pyrite en microscopie.....	165
Figure 80 : Aspect textural de la pyrrhotite en microscopie.	166
Figure 81 : Aspect textural de la sphalérite en microscopie.	167
Figure 82 : Aspect textural de la chalcopryrite en microscopie.	168
Figure 83 : Aspect textural de la galène en microscopie.....	169
Figure 84 : Distribution des valeurs en cuivre et en zinc de la lentille 44 représentée sur le section 12+50 pour les forages près de la surface..	176
Figure 85 : Distribution des valeurs en cuivre et en zinc de la lentille 44 représentée sur le section 12+50 pour les forages en profondeur.....	177
Figure 86 : Texture de remobilisation mécanique des sulfures.....	181
Figure 87 : Texture de remobilisation mécanique et chimique des sulfures.	182
Figure 88 : Texture de remobilisation métamorphique des sulfures.	183
Figure 89 : Texture de remobilisation métamorphique des sulfures montrant l'assemblage pyrrhotite + pyrite + chalcopryrite.	184
Figure 90 : Schéma des géométries possibles actuelles des lentilles minéralisées.	186
Figure 91 : Représentation schématique du contexte géologique lors de la mise en place du dépôt de Coulon puis de la géométrie actuelle.....	200

Liste des tableaux

Tableau 1 : Classification des dépôts de SMV selon la lithologie des roches encaissantes.....	4
Tableau 2 : Paragenèse des différentes zones d'altération.....	17
Tableau 3 : Répartition des phases minérales des lames minces schiste à sillimanite.	45
Tableau 4 : Répartition des phases minérales des lames minces schiste à sillimanite + cordiérite.....	52
Tableau 5 : Répartition des phases minérales des lames minces schiste à cordiérite.....	58
Tableau 6 : Répartition des phases minérales des lames minces schiste à cordiérite + anthophyllite.....	64
Tableau 7 : Répartition des phases minérales des lames minces schiste à anthophyllite.	70
Tableau 8 : Répartition des phases minérales des lames minces identifiées comme une amphibolite à porphyroblastes d'hornblende verte ou comme une amphibolite finement grenue.	76
Tableau 9 : Échantillons provenant des zones minéralisées échantillonnées à la surface.....	79
Tableau 10 : Fraction molaire de l'albite et de l'anorthite obtenue selon les résultats des grains de plagioclase à la microsonde.	129
Tableau 11 : Température et pression par couple hornblende verte-plagioclase obtenues grâce à la feuille de calculs Excel réalisée par Anderson.	130
Tableau 12 : Type de minéralisation selon la lame mince pour les échantillons de forage.	161
Tableau 13 : Type de minéralisation selon la lame mince pour les échantillons de surface.	162
Tableau 14 : Paragenèse métallique par lame mince pour les échantillons de forage.....	170
Tableau 15 : Paragenèse métallique par lame mince pour les échantillons de surface.	170
Tableau 16 : Valeurs des analyses à la microsonde électronique pour la pyrite.	172
Tableau 17 : Valeur des analyses à la microsonde électronique pour la pyrrhotite.	172
Tableau 18 : Valeurs des analyses à la microsonde électronique pour la sphalérite.	173
Tableau 19 : Valeurs des analyses à la microsonde électronique pour la chalcopryrite.	173
Tableau 20 : Valeurs des analyses à la microsonde électronique pour la galène.	173

Remerciements

Je tiens à remercier en premier lieu mon directeur de recherche, Réal Daigneault. Sans tes précieux conseils et ta confiance, ce projet n'aurait jamais abouti. Un grand merci pour ta patience et tes nombreux rappels de ne pas lâcher lors des périodes où mon travail prenait le dessus.

Ce mémoire n'aurait pas été possible sans la collaboration de la compagnie Redevances Aurifères Osisko Ltée (auparavant Mines Virginia Inc.). Je tiens à remercier Paul Archer ainsi que Vital Pearson qui m'avaient proposé la réalisation de ce projet après leur avoir expliqué mon intérêt à poursuivre mon cheminement académique en cycle supérieur. Je tiens spécialement à remercier Vital Pearson pour sa contribution scientifique au projet et Isabelle Roy pour ses conseils et la liberté qu'elle m'a laissée lors de la réalisation de mes travaux sur le terrain.

Je tiens à remercier les nombreuses personnes de mon entourage qui ont participé de près ou de loin à l'aboutissement de ce mémoire. Merci à mes amis et collègues de l'UQAC pour vos conseils, vos encouragements et les bons moments vécus tout au long de mon parcours académique.

Finalement, mes plus sincères remerciements vont à ma famille pour leurs appuis et leurs encouragements continuels depuis le tout début de ce projet. Merci à mon père et ma mère, vous êtes une source d'inspiration importante pour moi. Un merci spécial à Robby, mon compagnon de vie, pour son soutien moral et sa patience tout au long de ces années. Tu as su trouver les mots pour me motiver et m'encourager au travers de ce long parcours.

CHAPITRE 1

Introduction

1.1 Avant-propos

Ce mémoire est réalisé comme exigences au programme de Maîtrise en génie géologique de l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC). Il s'agit d'un projet de recherche concernant l'étude d'un dépôt considéré comme une minéralisation en sulfures massifs volcanogènes (SMV) dans le secteur de la Baie-James, à 15 kilomètres au nord de l'Aéroport Fontanges. De manière plus précise, le dépôt étudié est celui du Projet Coulon détenu par la compagnie Redevances Aurifères Osisko Ltée (auparavant Mines Virginia Inc.). Le projet est effectué sous la supervision du professeur Réal Daigneault et est en collaboration avec Osisko et le Centre d'études sur les Ressources minérales (CERM) de l'UQAC. Pour les besoins de l'étude, les termes *base de données de l'entreprise* et *entreprise partenaire* seront utilisés et se référeront à Redevances Aurifères Osisko Ltée (auparavant Mines Virginia Inc.).

Principalement, ce chapitre présentera une mise en contexte des SMV en décrivant les caractéristiques primaires de ce type de dépôt. Ces informations permettront d'étudier les effets du métamorphisme et de la déformation ayant affecté les SMV tel que celui de Coulon. De plus, ce chapitre traitera de la problématique plus spécifique du projet, des objectifs et de la méthodologie.

1.2 Mise en contexte

Les gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV) dans les environnements modernes ou en terrains peu affectés par la déformation et le métamorphisme ont des architectures et une organisation généralement bien connues (Franklin et al., 2005b; Galley et al., 2007; Lydon, 1984). Le projet d'étude entrepris traite d'un dépôt considéré comme une minéralisation de SMV, mais situé en contexte déformé et métamorphisé au sein d'une petite ceinture de roches vertes archéennes de la Baie James. La présente section donnera un état de connaissances sur le contexte général de formation des dépôts de SMV et de leurs principales caractéristiques primaires.

1.2.1 Description générale des sulfures massifs volcanogènes

Les SMV représentent un type de dépôt polymétallique dont les composantes principales sont le cuivre, le zinc, le plomb, l'argent et l'or (Cu, Zn, Pb, Ag, Au) (Galley et al., 2007). Jusqu'à ce jour, environ 800 gisements de SMV de plus de 200 000 tonnes sont connus à travers le monde (Galley et al., 2007). La figure 1 illustre une distribution des SMV connus sur la planète.

Les dépôts d'âge archéen sont les premiers à s'être formés (Franklin et al., 2005b; Galley et al., 2007) et ceux-ci représentent 8% du tonnage mondial (production, réserves et ressources) provenant de l'ensemble des gisements de SMV (Mercier-Langevin et al., 2014). Dans les environnements volcaniques récents, ces dépôts se forment dans des structures en extension du plancher océanique, principalement aux dorsales médio-océaniques, à proximité des îles en arc et des bassins d'arrière arc (Jébrak et al., 2008). Plusieurs classifications existent (Barrie et Hannington, 1999; Franklin et al., 1981; Large, 1992; Poulsen et Hannington, 1995) et elles séparent les gisements selon leur contenu en métaux

de base ou en or ou selon la lithologie des roches encaissantes. C'est avec ce dernier paramètre que Franklin et al. (2005b), Galley et al. (2007) puis Morgan et Schulz (2012) ont élaboré une classification séparée en 5 groupes (tableau 1).

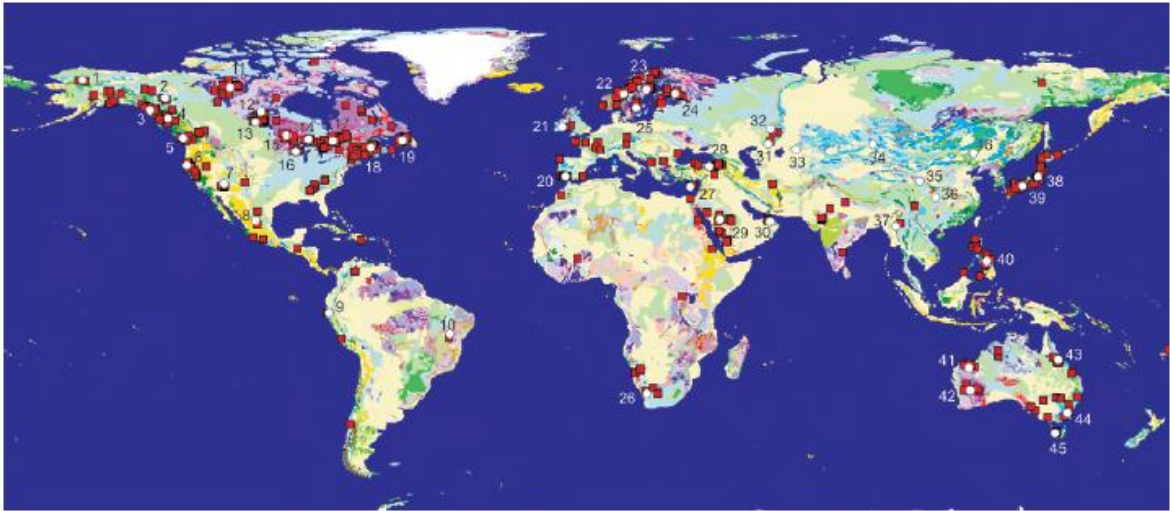


Figure 1 : Distribution des dépôts de sulfures massifs volcanogènes dans le monde (Galley et al., 2007).

Tableau 1 : Classification des dépôts de SMV selon la lithologie des roches encaissantes (Franklin et al., 2005b; Galley et al., 2007; Morgan et Schulz, 2012).

TYPE	LITHOLOGIES TYPQUES	CONTEXTE TECTONIQUE TYPQUE
VOLCANISME MAFIQUE	Roches mafiques < 10% de roches pélitiques Métaux : Cuivre et zinc	Zone d'extension de rift ou d'arrière-arc intra-océanique primitif, ophiolitique ou actuel
VOLCANISME BIMODAL MAFIQUE	Roches mafiques < 25% de roches volcanoclastiques felsiques Métaux : Cuivre et zinc	Rift d'arc volcanique au-dessus d'une zone de subduction intra- océanique
VOLCANISME BIMODAL FELSIQUE	35 à 70% de roches felsiques Métaux : Plomb	Arc insulaire primitif ou arrière- arc océan-continent
TYPE « SILICOCLASTIQUE- FELSIQUE »	Environ 80% de roches silicoclastiques Majorité de roches volcanoclastiques felsiques 25% de roches intrusives felsiques 10% de roches mafiques Métaux : Plomb	Arrière-arc océan-continent ou d'intra-arc océan-continent
TYPE « PÉLITIQUE- MAFIQUE »	Quantité égale de roches pélitiques et de volcaniques mafiques Métaux : Cuivre et Zinc	Arrière-arc océanique mature

1.2.2 Processus de formation général

La circulation de fluides hydrothermaux est la cause principale de la formation des dépôts de SMV puisque ce processus convectif permet le lessivage des métaux préalablement contenus dans les roches encaissantes du système puis leur dépôt le long de structures synvolcaniques (Jébrak et Marcoux, 2008). Comme illustré à la figure 2, il est nécessaire que l'environnement corresponde à des milieux volcaniques sous-marins : bassins d'arrière-arc, îles en arc, dorsales médio-océaniques et rifts continentaux. Dans ces cas, l'eau de mer permet l'apport nécessaire en fluide pour alimenter le système.

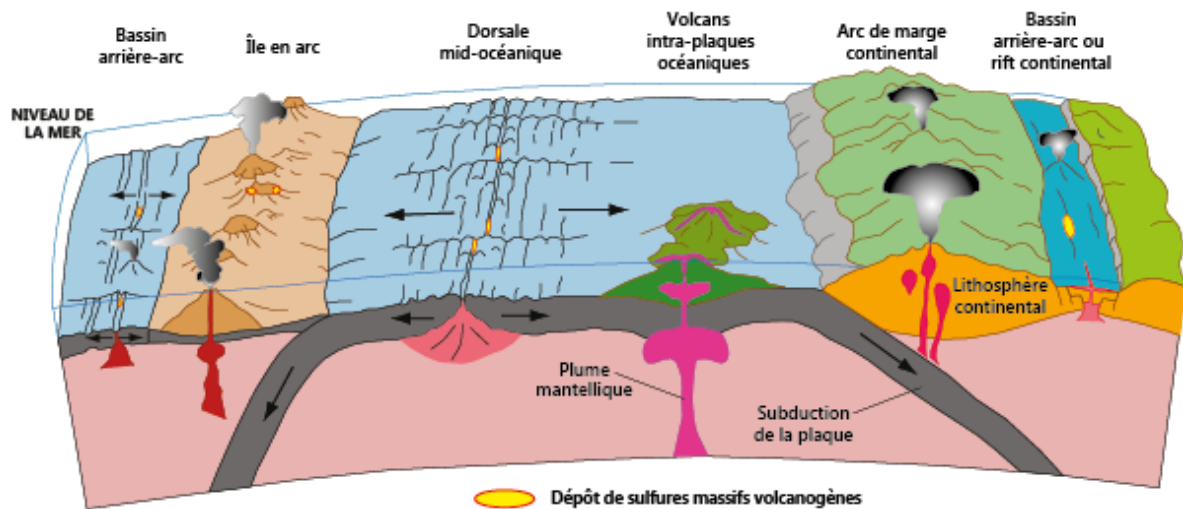
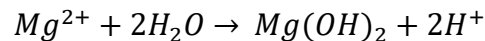


Figure 2 : Bloc diagramme montrant les environnements géodynamiques favorables à la formation des dépôts de SMV. Les dépôts sont représentés par les ovales de couleur jaune (Schulz, 2010).

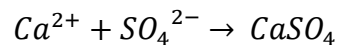
L'évolution d'un système hydrothermal débute par la mise en place d'une intrusion sub-volcanique sous-jacente à un rift ou à une caldera représentant le moteur de la circulation hydrothermale. Les failles et fractures environnantes permettent l'infiltration de l'eau de mer qui, au départ, s'effectue de manière peu profonde. L'évolution graduelle jusqu'à un système convectif mature permet ultimement au fluide de s'introduire dans la croûte jusqu'à proximité de l'intrusion (Galley et al., 2007). Selon plusieurs auteurs (Franklin et al., 2005b; Galley, 1993; Galley et al., 2007; Hannington, 2013; Pirajno, 2009; Rona, 1984), sept zones principales synthétisant les différentes étapes reliées au processus des cellules convectives sous le plancher océanique peuvent être identifiées tel que présenté à la figure 3.

- 1) L'eau froide (environ 2°C), dense et légèrement basique (7,8) s'infiltré dans les fractures du fond océanique. À ce niveau, l'eau de mer est riche en magnésium (Mg) et en sulfates (SO₄) avec des concentrations typiques respectives de 1288 ppm et 2678 ppm.

- 2) La zone de recharge permet au fluide d'atteindre des températures inférieures à 100°C. À ce niveau, le fluide transfère à la roche avoisinante des éléments alcalins, tel que le potassium, pour altérer cette dernière en minéraux argileux de basse température. De plus, le lessivage du fer ferreux et de la silice contenus dans les roches volcaniques s'effectue pour que ceux-ci soient captés dans le fluide.
- 3) La région intermédiaire caractérise un fluide d'une température se situant entre 100°C et 200°C. Il y a précipitation du fer ferreux ainsi que du magnésium du fluide formant principalement de la smectite, de la chlorite et des traces de pyrite. À ce niveau, le contenu en magnésium dissout dans le fluide chute près de 0. Il s'agit donc de la première source d'acidité du fluide car la réaction libère du H^+ , ce qui est illustré par la formule chimique suivante (Hannington, 2013) :

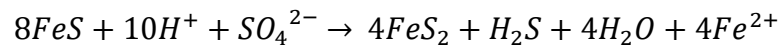


- 4) La température du fluide au sein de cette zone varie entre 150°C et 200°C. La réaction importante à ce niveau est la précipitation d'anhydrite (Hannington, 2013) :



Ce phénomène entraîne la perte du calcium et la réduction au deux tiers du sulfate présent dans le fluide. De plus, les éléments alcalins (potassium) ajoutés précédemment à la roche encaissante sont remis en solution dans le fluide dès que ce dernier atteint 200°C.

- 5) Cette section de la croûte correspond à la zone de réaction. À une température de 200°C à 300°C, le fluide transfère à la roche du sodium et du calcium, ce qui induit une albitisation ainsi qu'une épidotisation. De plus, le fluide commence à réagir avec certains sulfures, principalement la pyrrhotite (\pm pyrite), ainsi que des minéraux ferro-magnésiens, ce qui a pour conséquence directe d'enrichir le fluide en fer et autres métaux puis de le réduire en soufre comme illustré dans la réaction suivante (Hannington, 2013) :



Il est également à noter qu'à une température supérieure à 350°, le fluide s'enrichit en Ca^{2+} et forme des plagioclases et de l'épidote. Le principal effet de cette dernière réaction est d'augmenter la concentration en H^+ dans le fluide, entraînant une deuxième source d'acidité. Au-dessus de l'intrusion, le fluide peut atteindre des températures de l'ordre de 400°C. Ses principales caractéristiques sont qu'il est très réduit, très acide et que les métaux (Cu, Fe, Zn, Mn et S) représentent une composante majeure au sein du fluide.

- 6) À la zone de remontée, le fluide atteint un point critique (température de 407°C et une pression de 298 bars), ce qui change instantanément les propriétés physiques du fluide qui représentent principalement une réduction de sa densité. La conséquence directe est une remontée rapide vers le plancher océanique, ce qui engendre une décompression, un refroidissement ainsi qu'un changement de pH du fluide. Il est à noter qu'en remontant vers la surface, le fluide fortement acide détruit les feldspaths pour lessiver le sodium des roches préalablement albitisées.

7) La zone de décharge est la dernière étape du processus convectif. Le potassium, un des éléments présents en grande quantité dans le fluide, produit une zone d'altération potassique (séricitisation). De plus, la concentration élevée en fer du fluide permet la mise en place d'une zone riche en chlorite ferrugineuse directement dans la zone de remontée du fluide et, de manière légèrement plus distale à cette zone, de la chlorite magnésienne se forme. Dès que le fluide chaud entre en contact avec l'eau de mer froide, il y a mélange et précipitation des métaux et de certains éléments contenus dans le fluide, et ce, près ou sur le plancher océanique.

Il est à noter également qu'il peut y avoir contribution des fluides provenant du fractionnement de l'intrusion responsable de la formation des cellules convectives. Dans ce cas, il y a mélange des deux fluides au niveau de la zone de réaction (5) (Hannington, 2013).

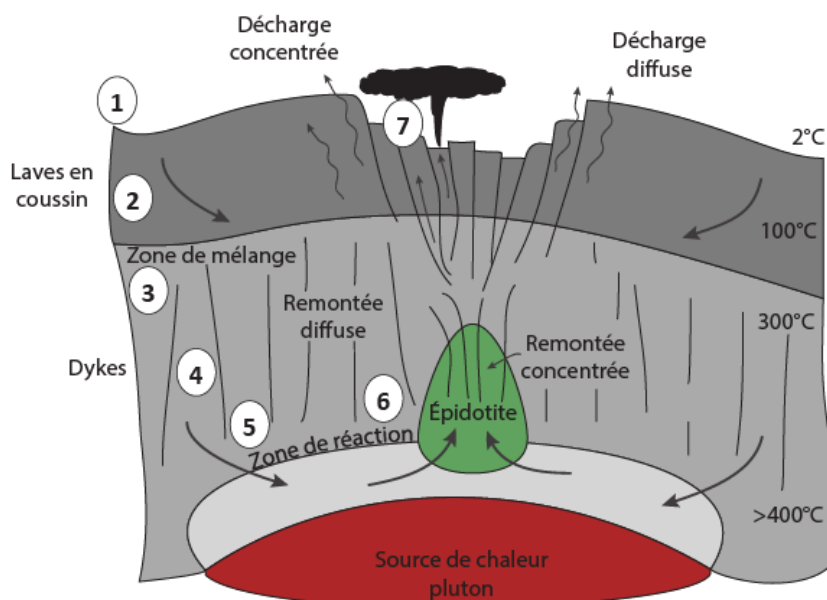


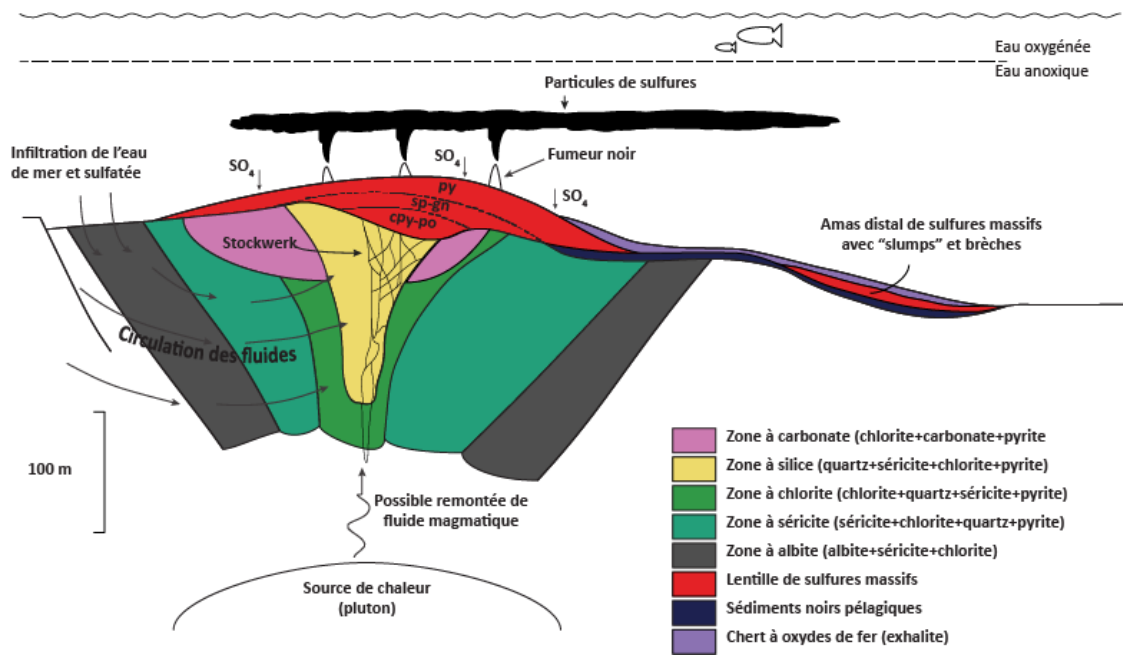
Figure 3 : Représentation schématique de la croûte océanique affectée par un système hydrothermal convectif. Les zones d'intérêts sont identifiées par la série de numéro et représentent 1) la zone d'infiltration d'eau de mer, 2) la zone de recharge, 3) la zone de descente à basse température, 4) la zone de descente à haute température, 5) la zone de réaction, 6) la zone de remontée et 7) la zone de décharge (Hannington, 2013, modifié de Alt, 1995 et modifié de Gifkins et al., 2005).

1.2.3 Caractéristiques générales de l'altération

Il existe une zonalité d'altération particulière causée par le processus d'hydrothermalisme expliqué précédemment (Goodfellow et al., 2003; Hannington, 2013; Jébrak et al., 2008). La température et la composition du fluide hydrothermal sont deux composantes influençant l'empreinte d'altération. D'une part, la température du fluide au niveau de son expulsion dans l'océan peut se situer entre 350°C et 400°C entraînant des différences réactionnelles des minéraux au niveau de la zonalité de l'altération. D'autre part, le fluide, initialement froid et salé, devient plus chaud et acide, ce qui cause plusieurs réactions durant l'ensemble du processus de convection. La composition du fluide riche entre autres en silice, en fer et en potassium est directement associée à la zonalité d'altération des gisements de SMV. Les conséquences sont la présence d'un cœur quartzeux puis d'une altération proximale plus riche en fer (altération chloriteuse-Fe) qui, graduellement, diminue

pour laisser place à une altération magnésienne (altération chloriteuse-Mg) de manière plus distale au dépôt. En s'éloignant légèrement du système, le potassium du fluide permet de mettre en place une zone d'altération potassique présentant principalement de la muscovite (séricite) et dans quelques cas de la paragonite si le rapport sodium sur calcium du fluide est plus élevé. Finalement, au sein de la zone de réaction (5), discutée à la section précédente, à plus basse température, le transfert du sodium ainsi que du calcium contenu dans le fluide vers la roche produit une altération propylitique (épidotisation, albitisation et carbonatisation) où l'épidote, les carbonates et le feldspath sont fréquents. La figure 4 montre l'aspect général de la zonalité d'altération selon Jébrak et al. (2008).

De plus, l'asymétrie de l'altération est une caractéristique importante des gisements de SMV. Dans les cas classiques de mise en place, tel que le gisement actuel TAG se situant sur la ride médio-Atlantique, le toit, partie stratigraphiquement sommitale de la lentille, ne présente pas d'altération tandis que les roches du mur, partie stratigraphiquement sous la lentille, expose une zonalité de l'altération produit par la circulation de fluides (Franklin et al., 2005b; Lydon, 1984). Il est à noter que l'asymétrie n'est pas systématique. Pour certains SMV formés par la circulation des fluides hydrothermaux au sein de roches perméables près du plancher océanique, les deux épontes sont altérées (Doyle et Allen, 2003). L'altération constitue un critère d'exploration pour la découverte des gisements puisqu'elle s'étend sur plusieurs centaines de mètres.



1.2.4 Caractéristiques générales de la minéralisation

Les SMV peuvent se former soit par accumulation en strates résultant de la précipitation des sulfures sur le fond marin ou soit par remplacement d'un horizon perméable qui permet la circulation du fluide hydrothermal. La structure du dépôt se divise en deux parties : des lentilles de sulfures massifs concordantes aux couches stratigraphiques (>60% des sulfures du dépôt) et un système de veines et veinules de sulfures qui se situe au mur du dépôt et qui est discordant par rapport à la stratigraphie, appelé *stockwork zone* (Franklin et al., 2005b). Il peut y avoir une ou plusieurs lentilles associées au même gisement. Les métaux proviennent des basaltes et des roches sédimentaires se retrouvant au niveau de la zone de réaction présentée précédemment mais également des fluides exsolvés du magma sous-jacent servant de source de chaleur au processus d'hydrothermalisme (Jébrak et al., 2008). Les

facteurs contrôlant la précipitation de sulfures sont la température et le pH du fluide au niveau de la zone de lessivage des métaux (zone de réaction), le gradient de refroidissement lors de la remontée du fluide entre la zone de réaction et le plancher océanique et la quantité d'eau de mer qui se mélange au fluide enrichi (Franklin et al., 2005b). De plus, la profondeur de l'intrusion est importante, soit 1 à 1,5 km sous le fond océanique, afin de créer des cellules de convection assez importantes pour capter assez de métaux (Hannington, 2013). Les dépôts de sulfures correspondent aux périodes d'arrêt ou de ralentissement de l'activité volcanique (Jébrak et al., 2008).

Tout comme l'altération, les lentilles de sulfures massifs sont caractérisées par une zonalité primaire. Le phénomène de zonalité est en majeure partie fonction du gradient de température et de la composition du fluide lors de l'expulsion des fluides dans l'océan par la cheminée hydrothermale. Généralement, les lentilles se caractérisent par un centre riche en chalcopryrite + pyrite \pm pyrrhotite. La raison est que la chalcopryrite est, dans la majorité des cas, la phase de haute température. Les zones extérieures contiennent un assemblage sphalérite + pyrite \pm galène \pm barytine (Lydon, 1984). La barytine est le résultat de la précipitation du baryum du fluide réagissant avec le sulfate (SO_4^{2-}) se retrouvant dans l'eau de mer, et ce, sur les parois extérieures de la cheminée en cours de formation. Il s'agit du même phénomène pour l'anhydrite formée à partir du calcium contenu dans le fluide. Par contre, ce minéral est dissout pendant la formation de la minéralisation (Hannington, 2013). La zonalité métallique est montrée à la figure 5.

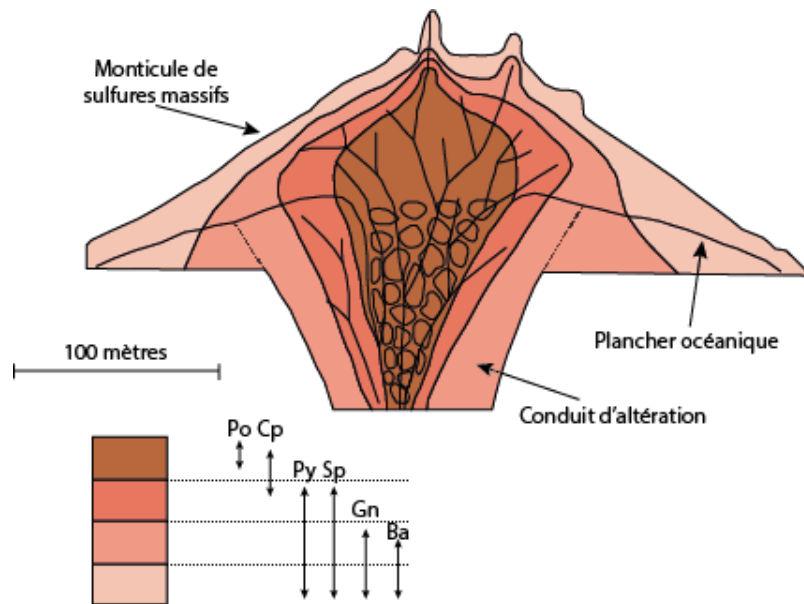


Figure 5 : Schéma exposant la zonalité métallique classique au sein d'une lentille d'un dépôt de SMV. Le cœur est caractérisé par un assemblage riche en sulfure de cuivre (chalcoppyrite+pyrite±pyrrhotite) tandis que les bordures extérieures contiennent une concentration plus importante en sulfure de zinc et de plomb (sphalérite ± galène ± pyrite ± barytine) (Lydon, 1984).

1.3 SMV en contexte métamorphisé et déformé

Si le contexte classique des SMV est bien connu en environnement peu ou pas déformé, la situation est différente en contexte de déformation et de métamorphisme élevé (p.ex. Ceinture de Manitouwadge, (Ontario), Ceinture de Flin Flon (Manitoba), Ceinture de Ruotanen (Finlande)). Dans plusieurs dépôts ayant été soumis à de telles conditions (Gonzague-Langlois, Québec (Lacroix, 1992); Geco, Ontario (Friesen et al., 1982); Snow Lake, Manitoba (Galley et al., 1990; Walford et Franklin, 1982); Pyhasalmi, Finlande (Helovuori, 1979)), les caractéristiques primaires, celles qui reflètent le mode de formation de la roche étudiée (Fossen, 2010), sont modifiées considérablement ou même oblitérées, ce qui rend difficile l'interprétation du modèle de mise en place de la minéralisation. La prochaine section discute des effets généraux de la déformation et du métamorphisme sur les gisements de SMV.

1.3.1 Déformation

La déformation est une caractéristique importante à considérer afin d'améliorer la compréhension des gisements. Elle est le résultat de la modification géométrique de l'ensemble du système : les lentilles, les zones d'altération et les unités lithologiques. Plusieurs effets sont possibles (Fossen, 2010, Daigneault et al., 2011). Ils sont présentés à la figure 6 et décrits ci-dessous :

- 1) La translation correspond à une déformation où l'ensemble des caractéristiques primaires sont conservées. Il s'agit simplement d'un corps minéralisé déplacé d'un point vers un autre tout en conservant ses dimensions et ses caractéristiques internes. Le déplacement par une faille pourrait être un bon exemple de translation. La rotation peut également être incluse dans ce

type de déformation. À ce niveau, il peut s'agir d'un phénomène syngénétique où il y a basculement d'un corps minéralisé, donc changement d'orientation de celui-ci par rapport à la stratigraphie initiale à cause de la présence d'une faille.

- 2) La déformation coaxiale produit un raccourcissement dans une direction et un allongement dans une autre, ce qui entraîne une non-conservation des structures internes du corps déformé.
- 3) La déformation non-coaxiale ou cisaillement entraîne des modifications plus importantes sur un corps en impliquant une composante rotationnelle. Ce phénomène tend à rendre tous les objets parallèles à la direction du cisaillement.
- 4) Le plissement correspond également à une déformation hétérogène où la totalité des structures internes sont modifiées et peuvent enregistrer localement des déformations coaxiales et non coaxiales. À un stade plus avancé, ce phénomène peut entraîner la transposition, c'est-à-dire le démembrement du corps plissé et son parallélisme au grain structural dominant. Ce dernier phénomène peut entraîner la répétition des faciès (unités lithologiques, lentilles) ainsi qu'une polarité difficile à établir. Le gisement de Gonzague-Langlois (Lacroix, 1992), ayant été affecté par ce type de déformation, représente un exemple (figure 6B).

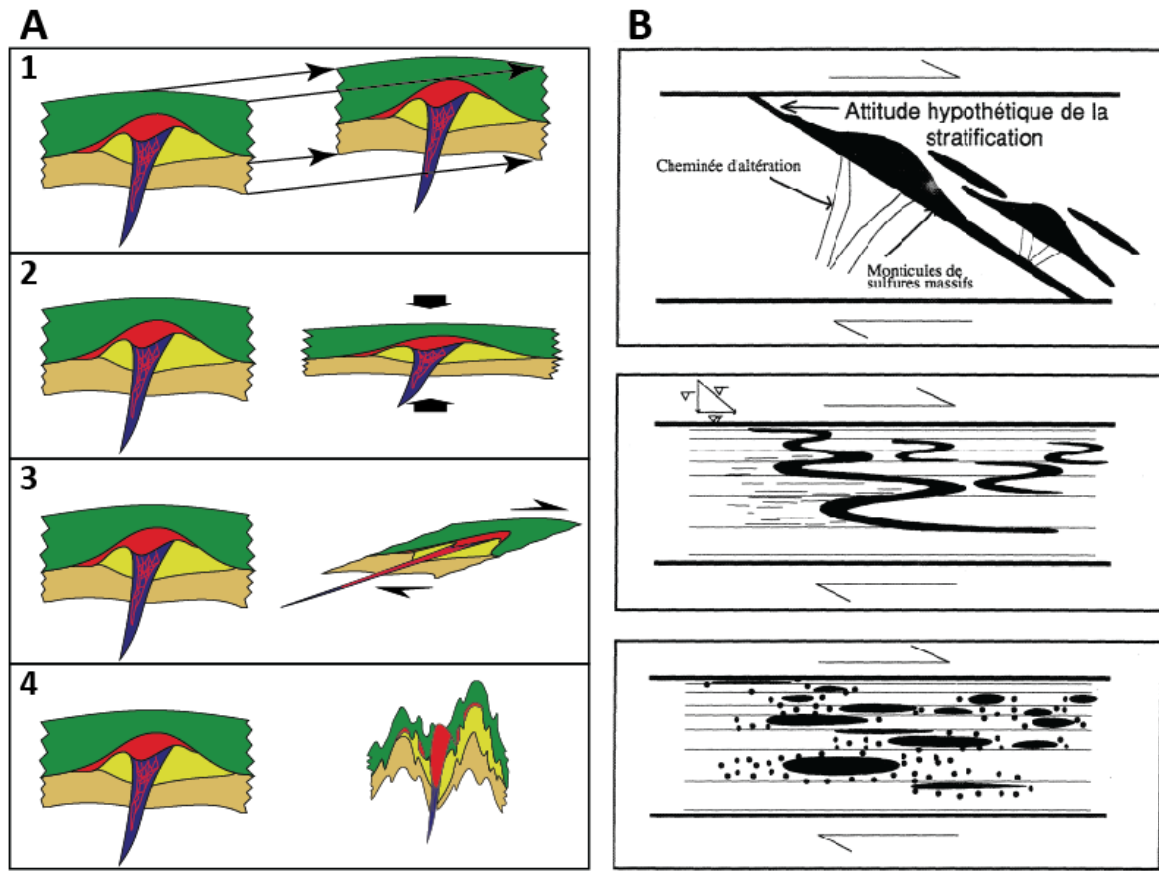


Figure 6 : A) Schémas de l'effet de la déformation sur un SMV classique. Les différents effets de la déformation sont 1) par translation, 2) par raccourcissement (allongement), 3) par cisaillement et 4) par plissement (Daigneault et al., 2011). B) Schéma montrant la déformation du gisement Gonzague-Langlois (Lacroix, 1992).

1.3.2 Métamorphisme

Selon le grade métamorphique, différents assemblages minéralogiques se développeront en fonction des lithologies encaissant le dépôt et de l'altération primaire issue de l'hydrothermalisme. Des minéraux de hautes pressions et de hautes températures se formeront selon des paragenèses anticipées, et ce, de manière fidèle à la zonalité d'altération, comme présenté par Bonnet et Corriveau (2007) (tableau 2). De plus, les structures primaires au dépôt seront modifiées et parfois oblitérées par la superposition de structures secondaires qui accompagnent le métamorphisme.

Les roches affectées par l'hydrothermalisme contiennent un assemblage minéralogique où les minéraux hydratés (chlorite, minéraux argileux) ainsi que les carbonates sont communs. Ces minéraux hydratés seront plus susceptibles de se transformer lorsque la température augmentera à cause de la déshydratation de ceux-ci (Winter, 2010).

Tableau 2 : Paragenèse des différentes zones d'altération. Les minéraux primaires sont représentés avec leurs assemblages minéralogiques correspondants selon un grade métamorphique aux faciès des schistes verts puis aux faciès des granulites (Bonnet et Corriveau, 2007).

TYPE D'ALTÉRATION	MINÉRAUX PRIMAIRES	MINÉRAUX AUX SCHISTES VERTS	MINÉRAUX AUX GRANULITES
ARGILIQUE AVANCÉE	kaolinite, alunite, opal, smectite	kaolinite, pyrophyllite, andalusite, corindon, topaz	sillimanite, kyanite, quartz
ARGILIQUE	séricite, illite, smectite, pyrophyllite, opal	zséricite, illite, pyrophyllite	sillimanite, kyanite, quartz, biotite, cordiérite, grenat
SÉRICITIQUE	séricite, illite, opal	séricite, illite, quartz	biotite, feldspath-K, sillimanite, kyanite, quartz, cordiérite, grenat
CHLORITIQUE	chlorite, opal, quartz, séricite	chlorite, quartz, séricite	cordiérite, orthopyroxène, orthamphibole, phlogopite, sillimanite, kyanite
PROPYLITIQUE	carbonates (Fe,Mg), épidote, chlorite, séricite, feldspath	carbonates (Fe,Mg), épidote, chlorite, séricite, feldspath	carbonates, grenat, épidote, hornblende, diopside, orthopyroxène

Quelques exemples de gisements ayant été affectés par un métamorphisme au faciès des amphibolites peuvent illustrer les effets de ce phénomène dont le gisement Geco, Ontario. Il se situe dans un contexte ayant de multiples phases de déformation et étant métamorphisé au grade supérieur des amphibolites (Friesen et al., 1982). Principalement, la roche métavolcanique felsique encaissant les lentilles expose un assemblage muscovite + quartz ± sillimanite interprété comme étant le résultat du métamorphisme affectant l'altération syngénétique en séricite. Un autre contexte montrant que le métamorphisme reflète la zonalité primaire de l'altération est le dépôt de Chisel Lake, métamorphisé au grade inférieur

des amphibolites et se retrouvant au sein du district minier de Snow Lake, au Manitoba (Galley, 1993). Il présente des assemblages minéralogiques qui témoignent de l'altération avant l'épisode de métamorphisme.

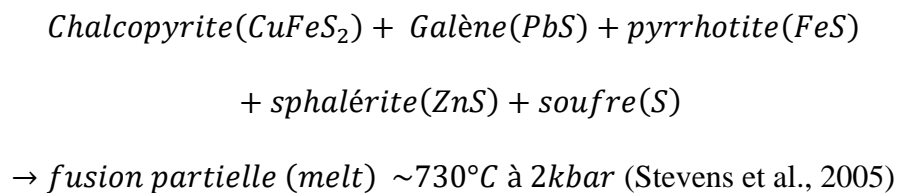
1.3.3 Remobilisation des sulfures

Il est également nécessaire de considérer la possibilité de remobilisation des sulfures dans les gisements de SMV. Un exemple de gisement de sulfures massifs volcanogènes ayant subi une remobilisation de sulfures au faciès des amphibolites est Montauban (Tomkins et al., 2007). Selon Marshall et al. (2000), la remobilisation peut s'effectuer selon trois mécanismes : (1) mécanique (par fluage solide des sulfures), (2) chimique (par dissolution et reprécipitation) et (3) métamorphique (par fusion partielle de certains ou de l'ensemble des sulfures).

- 1) Dans la remobilisation mécanique, les grains sont affectés par le phénomène de fluage (cataclastique et par dislocation) ou de diffusion, entraînant un transfert de masse. Il s'agit principalement de mécanismes intergranulaires (Marshall et al., 2000; Rutter, 1993).
- 2) La remobilisation chimique se fait par une solution aqueuse provenant de la circulation profonde de l'eau météorique ou de l'eau de mer (Pohl, 1992), de la déshydration physique et chimique de bassins sédimentaires (Klein, 1991) ou de la déshydratation et de la désulfurisation de la roche lors du métamorphisme (dévolatilisation) (Tomkins, 2007). Ce phénomène peut-être illustré par une faille traversant un corps minéralisé soumis à certaines contraintes de pression et de température. Si un fluide emprunte cette faille et que les conditions sont favorables à la dissolution de certains sulfures, les

métaux dissous se feront transporter jusqu'à ce que les conditions soient favorables à la précipitation. Ce phénomène s'effectue lors d'un métamorphisme de bas à moyen grade. La chalcopryrite et la sphalérite semblent être des sulfures favorables à ce type de remobilisation (Gilligan et Marshall, 1987; Vokes et Craig, 1993)

- 3) La remobilisation métamorphique se fait grâce une phase liquide causée par l'anatexie des sulfures lors des moyens à hauts grades de métamorphisme (Marshall et al., 2000; Skinner et Johnson, 1987; Tomkins et al., 2007). La figure 7 expose différents degrés de fusion partielle pour certains assemblages de sulfures selon les grades métamorphiques. Un aspect pouvant être soulevé est la limite du début de la fusion partielle pour la paragenèse :



Elle est représentée par une ligne noire pleine et elle se situe au centre du faciès des amphibolites. Les conditions pour initier la fusion partielle de cette paragenèse se situent entre 700 °C et 730 °C pour une pression de 2 kbar (Stevens et al., 2005). Il est à noter que chaque sulfure possède des caractéristiques différentes et que celles-ci sont variables selon son assemblage avec d'autres sulfures.

Certaines textures caractéristiques, autant macroscopiques que microscopiques, peuvent être le résultat de la remobilisation des sulfures à la suite de déformation et de

métamorphisme. La principale texture macroscopique qui peut être observée est celle de *durchbewegung*, associée généralement à la mylonitisation. Ce phénomène montre le quartz et les minéraux plus compétents, autant ceux métalliques que ceux provenant de la gangue, se baignant dans une matrice rubanée et composée de minéraux métalliques plus malléables (Gilligan et Marshall, 1987; Marshall et Gilligan, 1989).

À l'échelle microscopique, les sulfures, seuls ou en assemblage, doivent être pris indépendamment puisqu'ils ne réagissent pas de la même manière lors d'évènements de déformation (remobilisation mécanique) et de métamorphisme (remobilisation mécanique, chimique ou métamorphique) (Gilligan et Marshall, 1987; Tomkins et al., 2007). Par exemple, la pyrite présente un comportement fragile entraînant de la fracturation et de la bréchification. La pyrrhotite a surtout un comportement ductile facilitant le fluage. De plus, des *kink bands*, des macles et des extinctions roulantes peuvent s'y développer. Dès les bas grades de métamorphisme, la recrystallisation et la polygonisation des grains de pyrite et de pyrrhotite se produisent dans les zones à sulfures massifs. La chalcopyrite réagit de manière similaire à la pyrrhotite. Toutefois, elle est souvent observable dans les fractures des pyrites, ce qui est interprété comme une remobilisation par des fluides hydrothermaux (remobilisation chimique). La sphalérite présente un comportement ductile similaire aux minéraux précédents. Cependant, elle est fréquemment observée en petits grains équidimensionnels. Il s'agit d'un phénomène causé par la recrystallisation, et ce, même à de bas grades métamorphiques. Finalement, la galène montre les textures typiques du comportement ductile. Elle représente même le plus ductile des minéraux métalliques communs dans les SMV, autant dans les bas que les hauts grades de métamorphisme et dans les zones de déformation (Gilligan et Marshall, 1987).

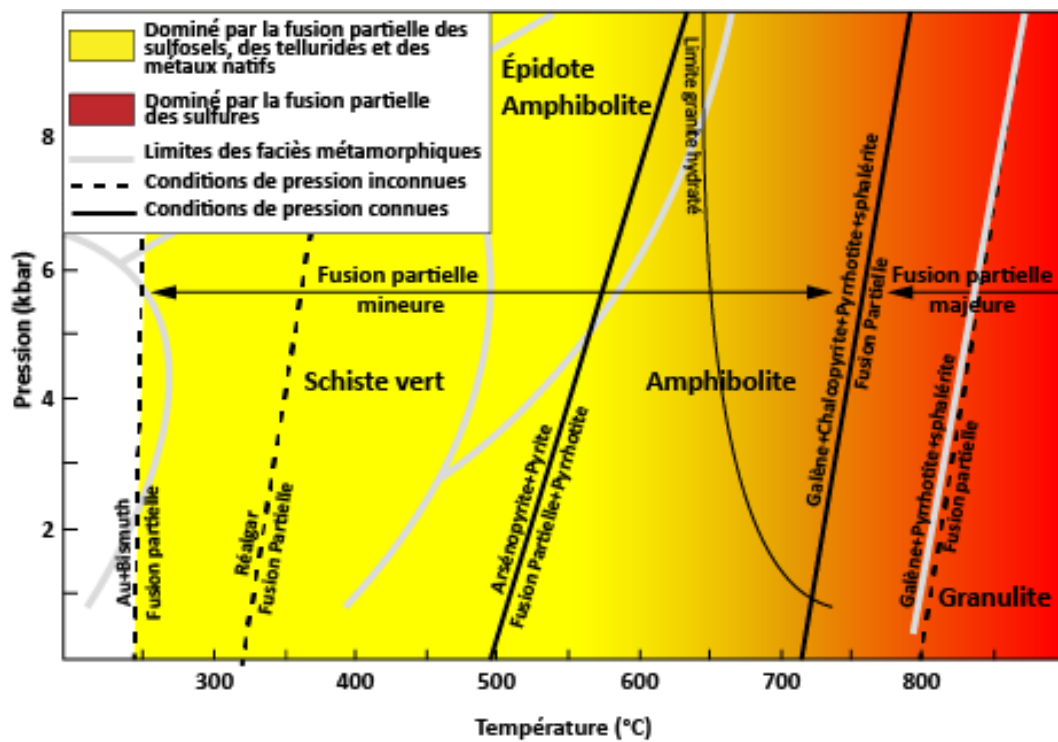


Figure 7 : Représentation de la pression en fonction de la température de certaines paragenèses métalliques. Les zones métamorphiques sont exposées ainsi que les limites du début de l'anatexie de ces assemblages métalliques (Tomkins et al., 2007).

1.4 Problématique spécifique : le cas de Coulon

1.4.1 Localisation

Le dépôt de Coulon est situé dans le Moyen-nord québécois (figure 8). Le campement de base est accessible par transport routier en empruntant la route de la Transtaïga. L'aéroport Fontanges se situe à 15 km au sud de la propriété. La propriété est en partie accessible par véhicule tout terrain (VTT) dont le secteur principal.

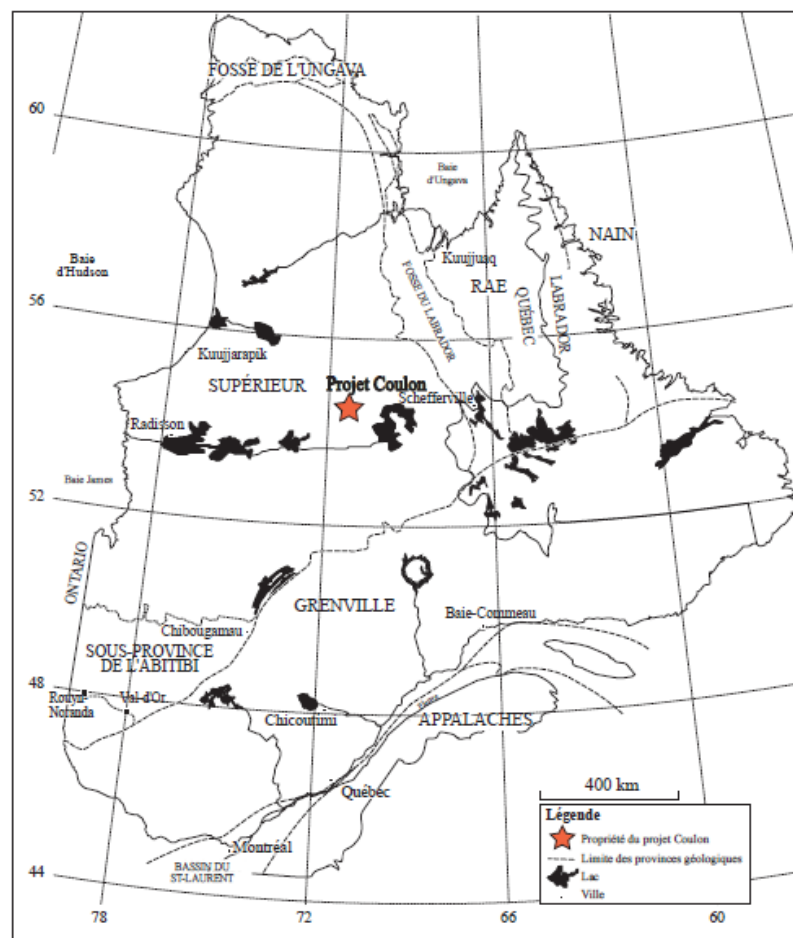


Figure 8 : Contour de la province de Québec (Canada) avec la localisation du projet Coulon illustrée par l'étoile rouge.

1.4.2 Géologie régionale

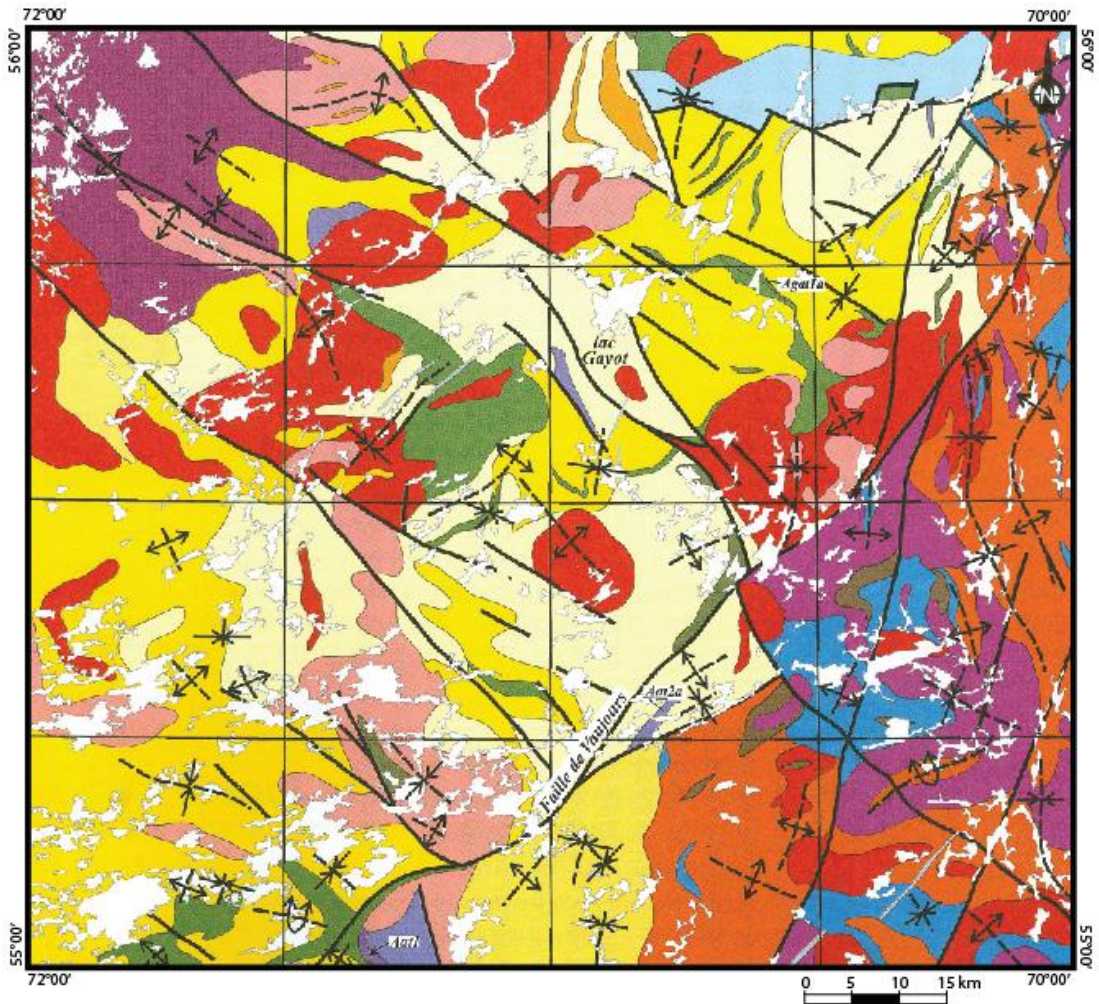
Cette section traite de la géologie régionale et fait référence à l'ouvrage de Gosselin et al. (2000) concernant la revue de la géologie de la région du Lac Gayot (SNRC 23M) (figure 9). La région à l'étude se situe dans le domaine de Goudalie-La Grande près des frontières des sous-provinces d'Ashuanipi, de Minto et de Bienville. L'ensemble Goudalie-La Grande se compose communément de roches intrusives dont le degré de métamorphisme est variable. Des orthogneiss de composition tonalitique, appartenant à la Suite de Brésolles et datés à 2794 Ma et des tonalites foliées constituant la Suite de Favard datées à 2730 Ma injectés d'intrusions granitiques et granodioritiques tardives (Suite de Maurel (2680 Ma), Suite de Dervieux (2680 Ma) et Suite de Tramont (2637 ± 8 Ma)) caractérisent le domaine. L'ensemble Goudalie-La Grande contient huit ceintures de roches archéennes kilométriques à déca-kilométriques. Ces bandes volcano-sédimentaires forment le Complexe de Gayot (figure 10) et elles semblent non synchrones entre elles. L'âge de la plupart de ces ceintures semble toutefois être plus ancien que 2730 Ma puisque que la Suite de Favard les recoupe. Le grade métamorphique des bandes volcano-sédimentaires atteint généralement le faciès des amphibolites. Les roches exposées sont principalement d'origine volcanique, intrusive mafique et ultramafique puis volcanoclastique felsique à intermédiaire. Des bandes sédimentaires ainsi que des formations de fer oxydées peuvent être localement observées.

La ceinture de Coulon, ancienne pour la région (2860 Ma), fait partie du Complexe de Gayot et est en contact avec la Formation d'Aubert formée par des séquences métasédimentaires. Deux unités distinctes caractérisent cette formation dont l'une se limite entièrement à la ceinture de Coulon. Cette dernière se caractérise par des bancs de conglomérat polygénique. Des lits métriques de grès quartzitique et de grès argileux

s'intercalent entre les conglomérats. Étant donné la composition des fragments du conglomérat, la Formation d'Aubert est tardive au Complexe de Gayot. La seconde unité de la Formation d'Aubert est plus vaste et est composée de paragneiss injecté de matériel granitique.

1.4.3 Contexte du gisement de Coulon

Le gisement de Coulon est interprété comme un SMV déformé et métamorphisé mis en place au sein de la ceinture de roches vertes archéennes de Coulon, d'une petite taille si elle est comparée avec la ceinture de l'Abitibi (Card, 1990). Il s'agit d'un secteur où la signature structurale est dominée par des plis pouvant résulter de plusieurs phases de déformation (Gosselin et al., 2000; Savard et al., 2009). Le grade métamorphique de la région est généralement élevé et atteint le faciès des amphibolites (Simard et al., 2010). Comme montré sur la figure 11, les unités rencontrées sont majoritairement des volcanites ou volcanoclastites de composition felsique, des volcanites mafiques à intermédiaires ainsi que des bandes de sédiments. Il est toutefois difficile d'identifier de manière certaine les roches qui encaissent le dépôt à cause de l'altération et du métamorphisme affectant le secteur. Ainsi, l'interprétation de la relation entre ces unités et les lentilles minéralisées est complexe. Bien que la minéralisation semble concordante avec la stratigraphie, il est difficile d'établir un lien entre la séquence des unités et les lentilles minéralisées. Jusqu'à présent, neuf lentilles significatives ont été découvertes (14 Mt @ 1,3% Cu et 3,9% Zn). Elles sont généralement d'épaisseur métrique à décimétrique. Par contre, leur continuité horizontale peut aller jusqu'à 300 m et celle verticale jusqu'à 700 m. (Savard et al., 2009, V. Pearson communication personnelle).



PROTÉROZOÏQUE	
suite de Banteille (Pbae) informelle	
	Dyke de diabase
Formation de Sakami (pPsa)	
	Orthoquartzite, grès quartzitique, mudshale et conglomérat
ARCHÉEN	
Intrusions tardives	
Suite de Tramont (Atra)	
	Granite massif, fin à grossier; pegmatite
Suite de Dervieux (Ader)	
	Granodiorite et granite porphyrique, magnétite; enclaves de diatexite de la Suite d'Opiscotéo
Suite de Maurel (Amau)	
	Granodiorite et granite porphyrique, magnétique
Sous-province d'Ashuanipi	
Suite d'Opiscotéo (Aopi)	
	Diatexite granodioritique avec enclaves de paragneiss
Suite de Beausac (Abea)	
	Tonalite à granodiorite finement foliée
Formation de Grusbois (Ags)	
	Paragneiss migmatisé; niveaux de formation de fer oxydé
Sous-province de Bienville	
Suite de La Bazinière (Abaz)	
	Granodiorite et monzodiorite quartzifère bien foliées, localement gneissiques
Ensemble Gondalie-La Grande	
Suite de Favard (Afav)	
	Tonalite massive à foliée, très magnétique (Afav2a)
	Tonalite plus ou moins foliée, localement gneissique (Afav2)
	Diorite, diorite quartzifère et un peu de gabbro (Afav1)
Formation de Aubert (Aat)	
	Paragneiss à hornblende et à biotite (Aat2); sous-unité de paragneiss à orthopyroxène (Aat2a); conglomérat polygénique, grès quartzitique et wacke à la base de l'unité (Aat1)
Complexe de Gayot (Agat)	
	Basalte, roches ultramafiques; tufs de composition felsique à intermédiaire; formation de fer oxydé (Agat1); sous-unité de roches fragmentaires restreinte à la ceinture de Marilyn (Agat1a)
	Pyroxénite et péridotite; un peu de basalte et de gabbro (Agat2); quelques dykes de gabbro et de diorite (Agat2a)
Suite de Brésolles (Abre)	
	Gneiss tonalitique à biotite-hornblende

Figure 9 : Géologie détaillée de la Région du Complexe de Gayot (Gosselin et al., 2000).

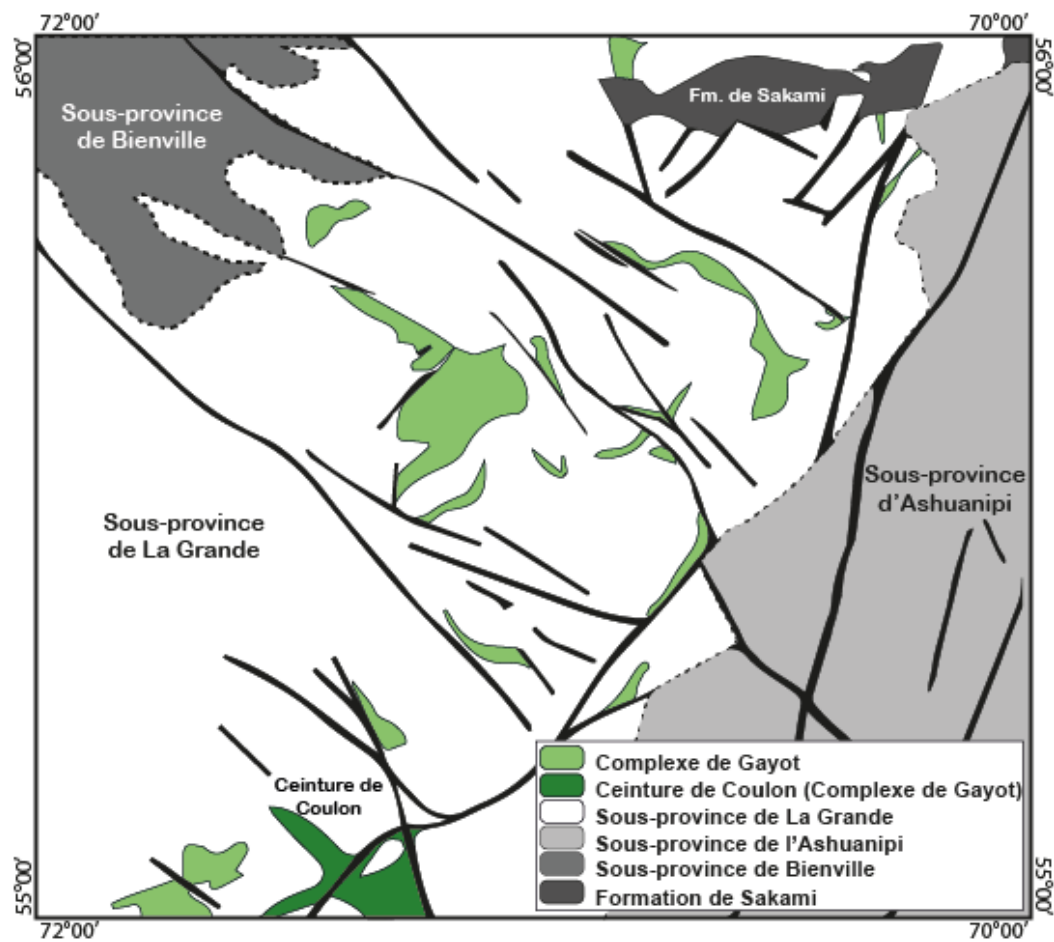


Figure 10 : Carte simplifiée de la géologie du Complexe de Gayot selon Gosselin et al. (2000) montrant les limites des sous-provinces selon Simard et al. (2010) (Mathieu et al., 2016).

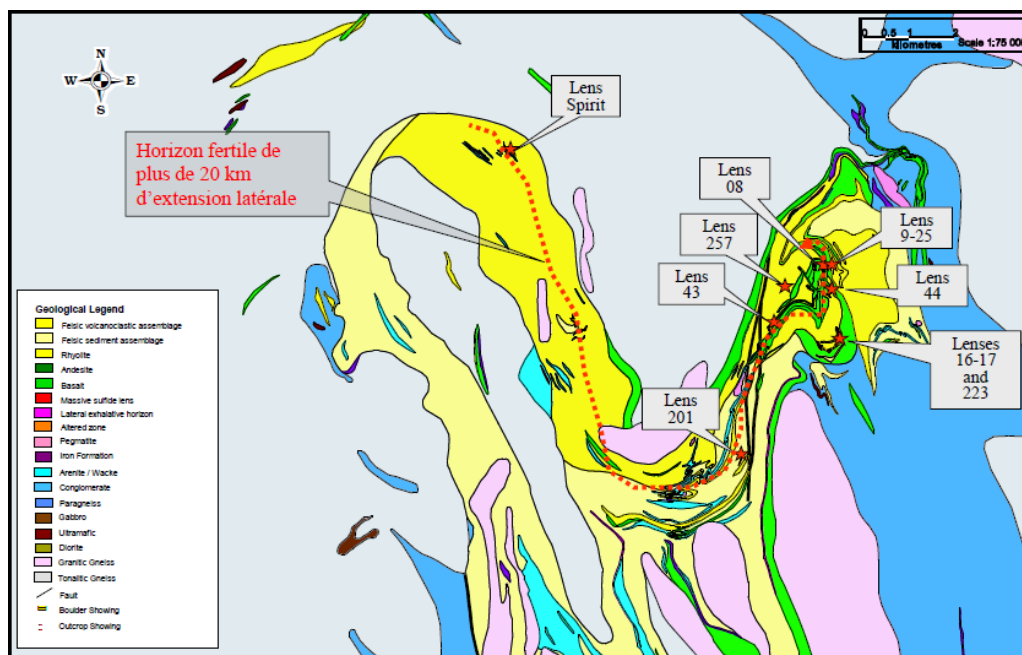


Figure 11 : Carte géologique du secteur de Coulon avec l'emplacement des différentes lentilles. Il s'agit de l'interprétation de 2008 (Savard et al., 2009).

1.4.4 Problématique spécifique

L'étude du dépôt de Coulon vise à reconnaître l'impact du métamorphisme et de la déformation sur les lentilles minéralisées et leur environnement. En d'autres termes, est-ce que les caractéristiques primaires propres à la formation du dépôt sont encore reconnaissables? Ces interrogations sont considérées puisqu'il est difficile d'identifier les unités lithologiques du secteur à cause de l'effet de l'altération et du métamorphisme. De plus, il est complexe d'établir la zonalité de l'altération ainsi que celle des lentilles minéralisées.

Deux hypothèses limites peuvent être posées par rapport à la problématique présentée.

1. D'une part, les lentilles sont modifiées simplement de manière géométrique, ce qui permet de conserver la plupart des caractéristiques primaires telles que la zonalité d'altération et la zonalité métallique.

2. D'autre part, les lentilles sont complètement remobilisées, oblitérant l'ensemble des caractéristiques primaires.

1.4.5 Objectifs du projet

Le projet comprend quatre objectifs distincts, soient :

1. Caractériser la pétrographie, la composition géochimique, la déformation et le métamorphisme des différentes unités lithologiques qui encaissent les lentilles minéralisées;
2. Caractériser l'altération hydrothermale et sa distribution par rapport aux lentilles;
3. Établir la paragenèse métallique et la zonalité des sulfures au sein d'une lentille et
4. Proposer un modèle de formation tenant compte des caractéristiques primaires et des modifications structurales et métamorphiques.

1.4.6 Méthodologie

Pour atteindre les objectifs, les travaux ont été réalisés à l'est de la propriété de Coulon où la majorité de la minéralisation connue est située. Pour les besoins de l'étude, ce secteur a été divisé en deux domaines : domaine nord contenant les lentilles 08, 9-25 et 44 puis le domaine sud contenant la lentille 16-17. Cette région d'étude, représentée à la figure 12, a été sélectionnée parce que les informations détenues sur ces lentilles sont nombreuses. Il est à noter que dans le domaine sud, la présence d'affleurements est plus fréquente, ce qui a principalement permis de réaliser des levés de terrain à la surface. Dans le domaine nord, la majorité des données utilisées pour l'étude provenaient des forages historiques effectués

par la compagnie partenaire. Les travaux ont été séparés en trois phases distinctes : 1) une phase de terrain, 2) une phase de traitement et d'analyse des résultats puis 3) une phase d'interprétation.

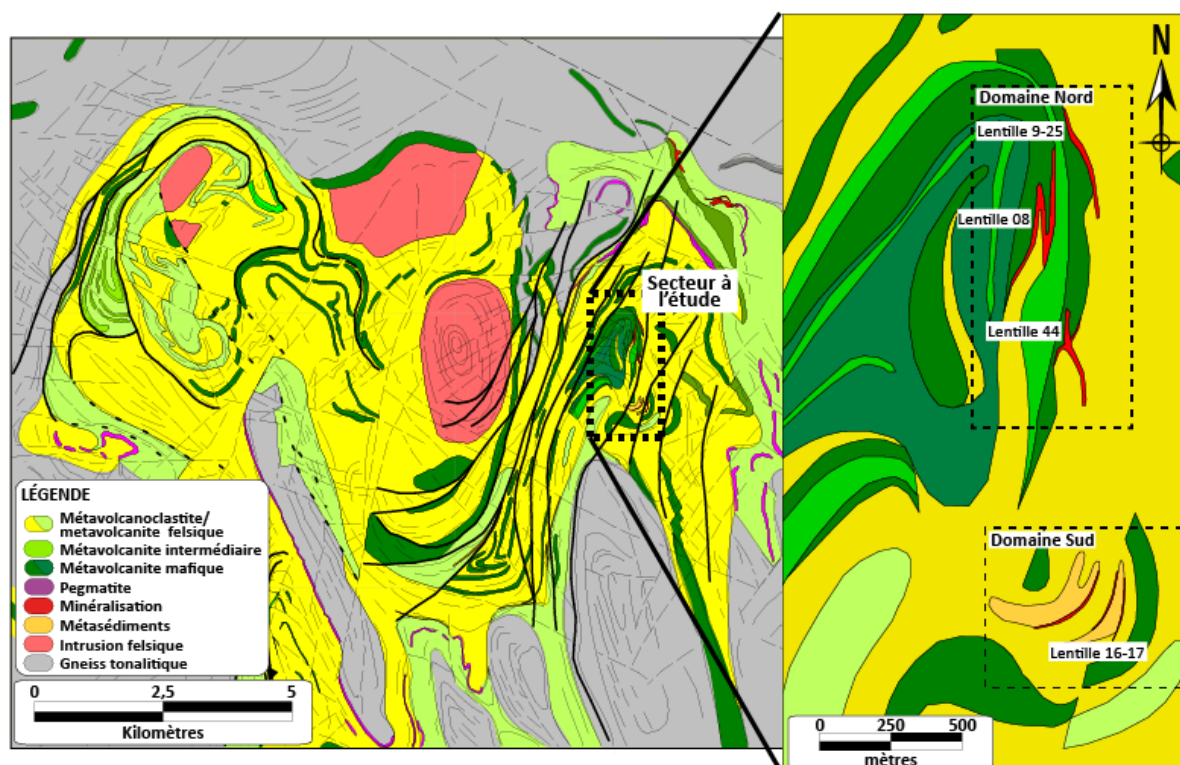


Figure 12 : Propriété de Coulon avec l'interprétation géologique de 2012. À gauche, l'ensemble de la propriété Coulon indiquant le secteur à l'étude par l'encadré en ligne pointillée noire. À droite, la vue rapprochée du secteur à l'étude (secteur Est) avec l'emplacement des 4 lentilles se situant dans le bloc d'étude.

1.4.6.1 Travaux de terrain et échantillonnage

La phase des travaux de terrain et d'échantillonnage était séparée en trois volets concentrés au sein ou en périphérie de la minéralisation. Ceux-ci correspondaient à :

- 1) La cartographie et la description systématique des affleurements dans les secteurs des zones minéralisées,
- 2) L'échantillonnage lithogéochimique en surface,

- 3) L'échantillonnage lithogéochimique et métallique des carottes de forage interceptant les lentilles sélectionnées.

1.4.6.1.1 Cartographie et description des affleurements

La phase de cartographie et de description d'affleurements a été réalisée lors de la campagne de terrain de l'été 2013. Ce volet était limité dû à la faible densité d'affleurements. Cette étape a tout de même permis de faire ressortir les contacts ainsi que les caractéristiques de chacune des unités observées en surface, et ce, grâce à la description, la cartographie puis l'échantillonnage des affleurements puis des tranchées visités. Les tranchées étudiées ont été creusées par la compagnie partenaire lors de la campagne de terrain de l'été 2004. Dans le domaine sud, les travaux ont été réalisés sur trois tranchées : TR-CN04-05, TR-CN04-06 et TR-CN04-07. Ces tranchées se localisent du sud vers le nord avec des longueurs respectives de 85 mètres, 62 mètres et 52 mètres. Elles sont distantes d'environ 50 et 65 mètres et elles sont orientées est-ouest soit perpendiculaire à la schistosité principale. Dans le domaine nord, la cartographie de 2 tranchées a été réalisée : TR-CN04-02 au sud et TR-CN04-04 au nord. Les deux tranchées, distantes d'environ 200 mètres, ont été creusées selon une orientation est-ouest et elles ont respectivement des longueurs de 41 mètres et 4,5 mètres. En plus d'observer les différents faciès ainsi que leur contact, le cadre structural a été décrit grâce à la mesure des principales fabriques, (schistosité principale, linéation d'étirement, axe de pli, etc.) autant en affleurement qu'en tranchée.

1.4.6.1.2 Échantillonnage en surface

Afin d'établir les caractéristiques des différentes lithologies, un échantillonnage a été fait sur certains affleurements ainsi que sur les tranchées du secteur à l'étude. Les roches prélevées ont permis de réaliser :

1. des analyses lithogéochimiques
2. des analyses pétrographiques

Sur les affleurements ponctuels du domaine sud, l'échantillonnage pour des analyses lithogéochimiques était systématique approximativement aux 25 m. Sur les tranchées, l'échantillonnage était sélectif selon les lithologies exposées. La collecte de blocs témoins pour la réalisation de lames minces (analyses pétrographiques) était combinée à celle pour les analyses lithogéochimiques lorsque nécessaire, c'est-à-dire aux changements de lithologie ou d'altération. Au total, 61 échantillons ont été sélectionnés pour les analyses lithogéochimiques dont 26 ont été couplés avec une lame mince. Pour la pétrographie, 49 échantillons ont été choisis. Tous les échantillons de surface ont été orientés afin de caractériser la déformation de manière microscopique dans le cas où ceux-ci présentaient des caractéristiques structurales pertinentes (foliation, linéation d'étirement, plissement, etc.). La localisation des échantillons pour les analyses lithogéochimiques et celle pour les lames minces du domaine sud et du domaine nord sont respectivement présentées aux figures 13 et 14.

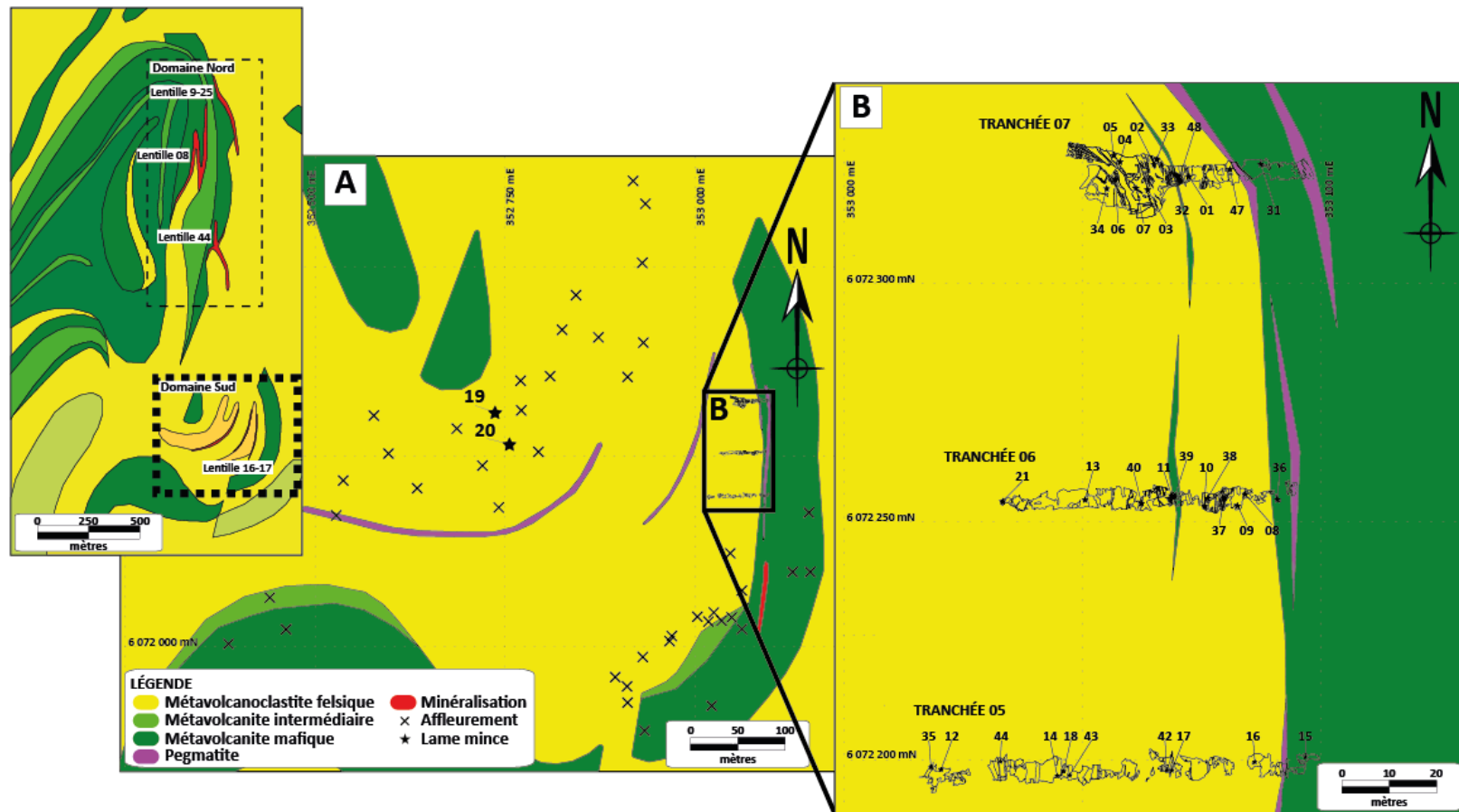


Figure 13 : A) Représentation de la géologie du secteur sud selon une simplification de l'interprétation géologique réalisée par l'entreprise partenaire en 2012. Les affleurements sont identifiés par les X et la localisation des lames minces 19 et 20 par les étoiles. B) Vue rapprochée montrant les tranchées du secteur sud utilisées pour l'étude avec la localisation des lames minces selon la position des numéros.

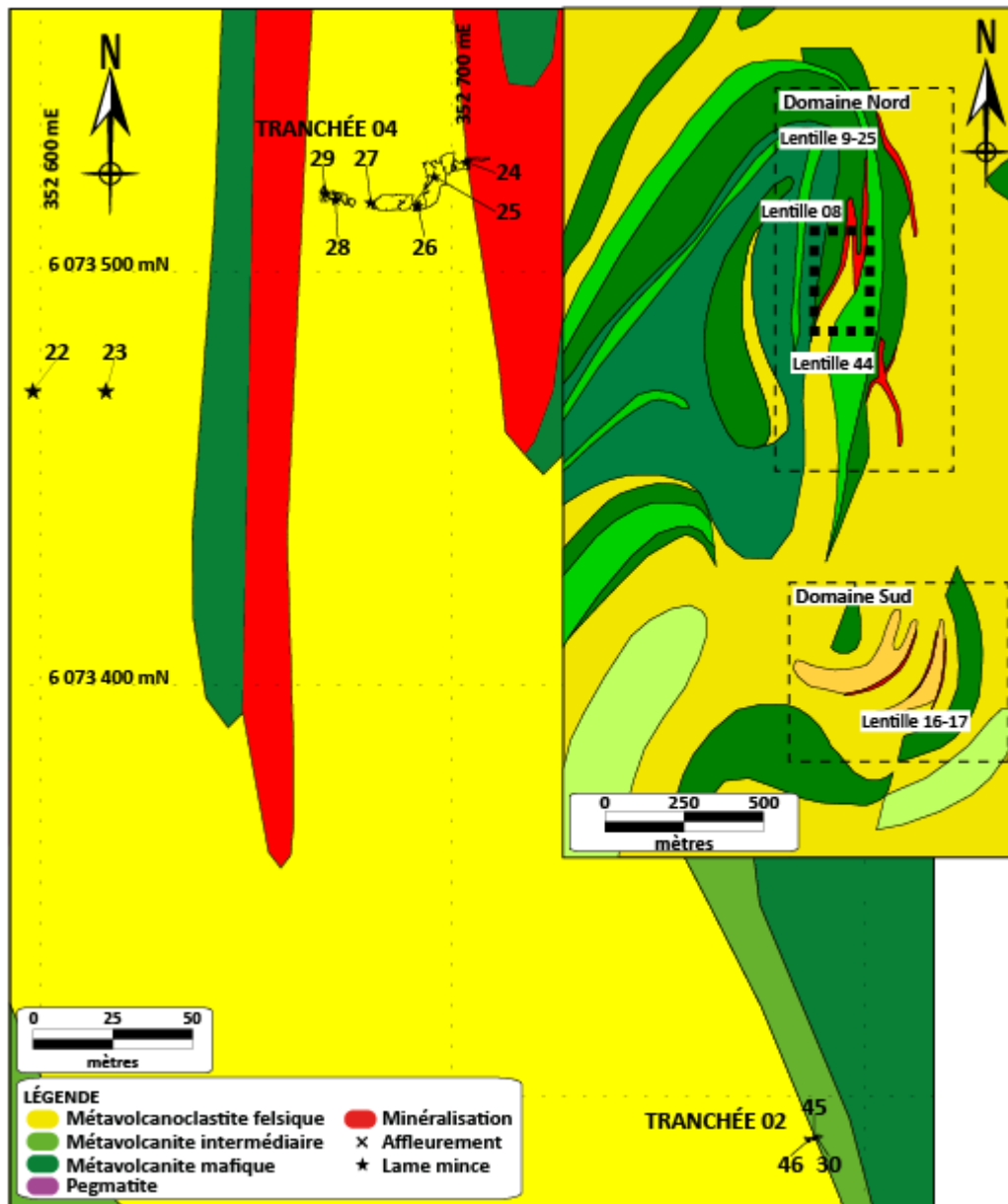


Figure 14 : Représentation de la géologie du secteur nord selon une simplification de l'interprétation géologique réalisée par l'entreprise partenaire en 2012. Les tranchées utilisées pour l'étude ainsi que la localisation des lames minces sont illustrées.

1.4.6.1.3 Échantillonnage des carottes de forage

L'échantillonnage de carottes de forage a été réalisé principalement pour l'analyse pétrographique des lentilles sélectionnées pour l'étude ainsi que pour la caractérisation des unités se trouvant au mur et au toit de celles-ci. Des analyses lithogéochimiques ont été faites

sur certains des échantillons ne présentant pas de sulfures (20) dans le but de décrire l'altération et les lithologies encaissant directement les lentilles. Des zones à sulfures massifs et semi-massifs ont été également prélevées, et ce, dans les trois lentilles du domaine nord. Ce dernier volet se rapportant aux travaux de terrain a été réalisé à partir de 13 forages montrés à la figure 15. Ces sondages semblaient présenter des caractéristiques favorables pour vérifier les variabilités verticales et horizontales par rapport à la zonalité métallique. Cet échantillonnage a été couplé avec les analyses métalliques de la compagnie partenaire faites systématiquement dès qu'il y avait occurrences de minéralisation économique.

1.4.6.2 Travaux de traitement et d'analyse des résultats

1.4.6.2.1 Traitement et préparation des échantillons

Les échantillons servant à la confection des lames minces ont été préparés et taillés dans les laboratoires de l'UQAC afin d'obtenir seulement le morceau de l'échantillon qui devait être observé en microscopie. L'emplacement exact où la lame mince devait être fabriquée a été identifié et un trait dans le coin supérieur gauche a été ajouté pour indiquer le haut de la lame mince. Le morceau miroir a été conservé à titre de témoin. À partir des 49 échantillons de surface, 57 lames minces ordinaires de 30 μm puis 26 lames minces polies de 30 μm ont été réalisées. À partir des 13 forages sélectionnés, 21 lames minces polies de 30 μm puis 6 lames minces ordinaires de 30 μm ont été confectionnées. Les échantillons de surface orientés (34 échantillons) ont menés à la confection de deux lames minces afin d'obtenir une lame parallèle (A) à la fabrique d'intérêt afin d'identifier les éléments structuraux et cinématiques de l'échantillon et l'autre perpendiculaire (B) à cette dernière pour établir la paragenèse de l'échantillon. Les mesures structurales faites en microscopie ont été compilées avec celles de terrain afin de les inclure à l'interprétation des événements

de déformation. Autant pour les échantillons de surface que ceux de forage, les lames minces polies ont permis, d'une part, d'établir les assemblages minéralogiques et/ou métalliques ainsi que les textures de ceux-ci. D'autre part, certains échantillons ont été sélectionnés pour des analyses à la microsonde électronique (discutées à la section 1.4.6.2.2) ce qui nécessitait des lames minces polies.

Les échantillons servant aux analyses lithogéochimiques ont été taillés afin de retirer l'altération météorique et n'avoir que des surfaces fraîches. Un morceau de chacun des échantillons a été conservé à titre de témoin. Ces roches ont ensuite été envoyées au *Laboratoire ALS Chemex* situé à Val-d'Or. Le choix de ce laboratoire d'analyse s'est fait selon une exigence de la part de la compagnie partenaire. Au total, 80 échantillons ont été analysés. Un contrôle sur la qualité de l'échantillonnage a été fait grâce à l'envoi de 2 standards (KPT-1) (Webb et al., 2006) ainsi qu'un duplicata.

Pour tous les échantillons (80) servant aux analyses lithogéochimiques, les valeurs sur les éléments majeurs et les métaux de base ont été demandées. Pour certains des échantillons (45), les éléments traces et les éléments des terres rares ont été ajoutés à la demande. Différentes méthodes ont été utilisées :

- Les analyses de type roches totales utilisent la spectrométrie par fluorescence de rayon-X combinée à l'analyse des métaux de base (Cu, Zn) et de l'or. La digestion/préparation pour les métaux de base utilise l'eau régale et pour l'or la pyroanalyse suivie, dans les deux cas, d'une analyse par *Atomic Absorption Spectrometry* (AAS)

- Les analyses multiélémentaires standards correspondent à une série de métaux, d'éléments majeurs et d'éléments traces (35 éléments) analysée par l'*Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry* (ICP-AES) suivant une digestion par eau régale. L'or est également analysé par pyroanalyse suivie d'une analyse par AAS.
- Dans le cadre de l'étude, certains échantillons ont été analysés avec une série d'éléments plus complète. Les éléments traces et les éléments des terres rares ont été obtenus par l'*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry* (ICP-MS) à la suite d'une fusion borate de lithium. Par contre, pour certains de ces éléments considérés comme volatiles (As, Bi, Hg, Sb, Se, Te), les échantillons ont été soumis à une digestion par eau régale. Les métaux (Ag, Cd, Co, Cu, Li, Mo, Ni, Pb, Sc, Zn) ont été analysés par ICP-AES suivant une digestion 4 acides. Les éléments majeurs sous forme d'oxyde ont été obtenus par digestion 4 acides d'une perle obtenue par fusion et analysés par ICP-AES. Le soufre et le carbone total ont été analysés par four Leco.

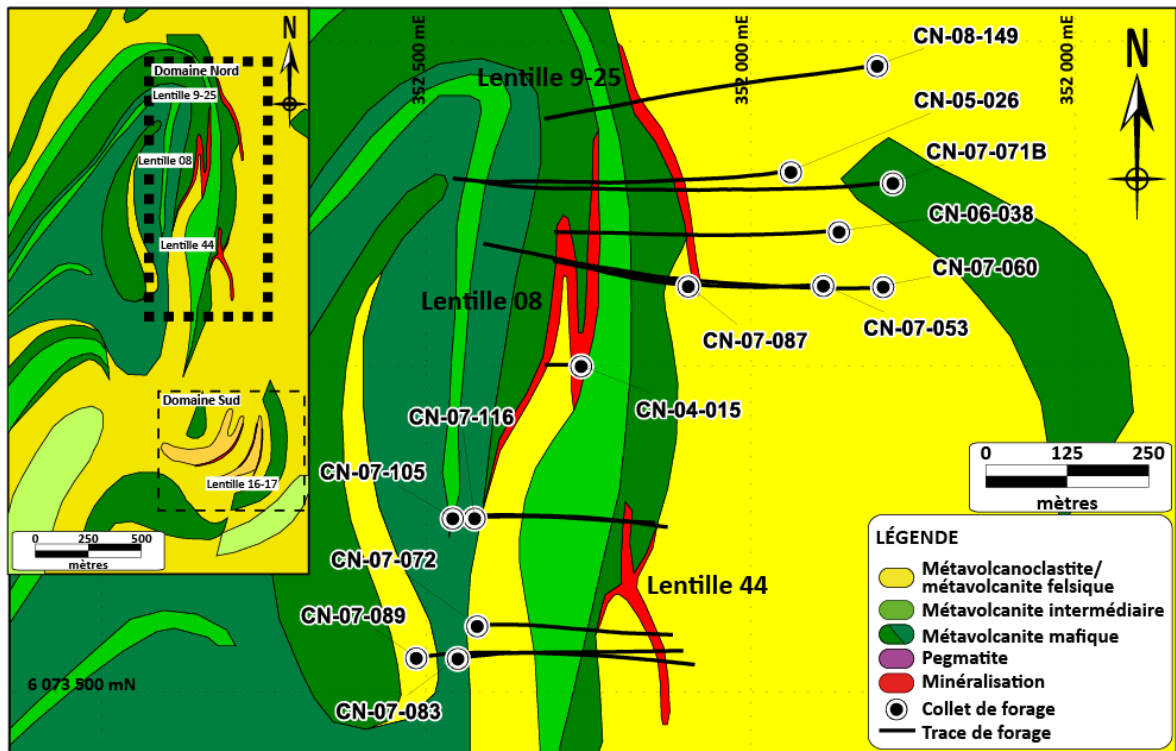


Figure 15 : Localisation des sondages utilisés pour l'étude des zones minéralisées (lentilles 08, 9-25 et 44). Les cercles noirs et les lignes noires pleines représentent respectivement les collets et les traces des forages.

1.4.6.2.2 Analyses pétrographiques et minéralogiques

Une première analyse pétrographique a été faite grâce aux roches macroscopiques et aux lames minces standards et polies. Les lames ordinaires ont permis de caractériser les minéraux de la gangue tandis que les polies ont été utilisées pour l'identification et la description des sulfures. La proportion de chacune des composantes au sein des lames minces a été établie. Les différentes textures, principalement celles associées à la déformation et au métamorphisme, ont été identifiées. Des relations structurales ont également été interprétées étant donné que les échantillons étaient orientés. Cette étape a été effectuée à l'aide d'un microscope binoculaire dans les laboratoires de l'Université du Québec à Chicoutimi.

L'analyse chimique élémentaire complète de certains minéraux par une microsonde électronique a été effectuée grâce aux lames minces polies. Cette technique est non destructive et la méthode d'analyse est faite grâce à la prise de mesures de l'émission de rayons X produits par l'interaction des électrons avec un minéral précis. L'analyse est ponctuelle et à l'échelle du micron. Les analyses ont été effectuées à l'Université Laval dans le laboratoire de microanalyse du Département de géologie et de génie géologique. L'appareil utilisé était la microsonde CAMECA SX-100 (Laval, 2013). Elle a permis l'analyse des minéraux communs, ceux d'altération ainsi que certains sulfures afin de classer les différentes espèces d'un même groupe minéralogique ainsi que d'observer s'il y avait une variabilité spatiale dans la composition d'un même minéral. Certains minéraux du métamorphisme tels que la sillimanite, l'amphibole et le grenat ont été analysés. Grâce aux analyses des hornblendes vertes, un thermobaromètre a pu être utilisé dans l'objectif d'établir les conditions métamorphiques atteintes dans le secteur (Blundy et Holland, 1990; Graham et Powell, 1984).

1.4.6.2.3 Analyses lithogéochimiques

Les analyses ont servi dans un premier temps à mettre en relation la composition des échantillons avec leur paragenèse observée en lames minces. Les éléments traces ont été utilisés afin de caractériser les encaissants. Dans le cas des roches felsiques, les ratios d'éléments incompatibles ont permis de définir les affinités géochimiques (Ross et Bédard, 2009) et des comparaisons ont été réalisées pour les types de rhyolite (Gaboury et Pearson, 2008; Leshner et al., 1986).

La méthode des bilans de masse a été utilisée afin de quantifier et de qualifier l'effet de l'altération sur le protolite. Il est à noter que les spécimens échantillonnés ont tous été

affectés à un degré différent par l'altération hydrothermale et que leur composition ne correspond pas exactement à celle du protolite initial. Pour ce faire, la modélisation d'un précurseur (protolite) le plus probable a été faite grâce au logiciel CONSOREM Lithomodeleur 3.5, un logiciel tout indiqué pour l'interprétation des altérations hydrothermales ainsi que pour le traitement des données géochimiques (Trépanier, 2013; Trépanier et al., 2015; Trépanier et al., 2016). Ces résultats ont ensuite été comparés à la roche altérée.

1.4.6.2.4 Analyse structurale

Les différentes mesures structurales prises sur le terrain ou en lame mince ont été compilées et interprétées par stéréogramme afin d'identifier les principales familles de foliations, de linéations ainsi que de plis dans le but d'avoir plus d'information sur les évènements de déformation. Les mesures ont été traitées grâce au logiciel Openstereo 0.1.2 créant des stéréogrammes et permettant de faire ressortir des familles principales.

CHAPITRE 2

Contexte géologique local

2.1 Introduction

Lors de la campagne de terrain de l'été 2013, la cartographie de 5 tranchées et des affleurements rencontrés sur le terrain ainsi qu'un levé lithogéochimique détaillé ont été faits. L'information en surface était restreinte à cause de l'important couvert des dépôts meubles. Ces travaux ont permis de recueillir les éléments suivants : la nature des différentes unités et de leur contact ainsi que leurs caractéristiques.

2.2 Description pétrographique

L'étude pétrographique réalisée grâce aux échantillons macroscopiques et aux lames minces a permis de regrouper les unités présentant des caractéristiques similaires. Au total, 7 groupes ou unités ont été définis :

- 1) schiste à sillimanite,
- 2) schiste à sillimanite + cordiérite,
- 3) schiste à cordiérite,
- 4) schiste à cordiérite + anthophyllite,
- 5) schiste à anthophyllite,
- 6) amphibolite et
- 7) zone minéralisée.

Les échantillons identifiés comme zone minéralisée seront traités au chapitre 4.

Plusieurs de ces unités, nommées de manière descriptive, peuvent représenter des variations liées à l'altération hydrothermale suspectée dans le secteur et au voisinage des lentilles de sulfures massifs reconnues. Pour cette raison, les descriptions des unités feront références à leur proximité avec ces lentilles.

2.2.1 Schiste à sillimanite

Le schiste à sillimanite est la principale unité rencontrée dans la zone d'étude et est celle considérée comme la plus distale à la minéralisation. Ainsi, cette lithologie a été utilisée comme base de comparaison géochimique aux différentes unités décrites car elle pourrait correspondre à la roche fraîche et être l'équivalent des précurseurs des roches altérées décrites ci-après.

Le schiste à sillimanite se situe autant de manière distale à la minéralisation qu'au sein des tranchées où les horizons minéralisés sont proximaux. À l'échelle de la zone d'étude, l'unité de métavolcanoclastique/metavolcanite felsique interprétée par la compagnie partenaire correspond en majorité à ce type de roche. Elle est considérée comme étant une lithologie d'étendue régionale. De manière proximale à la minéralisation, cette unité est observée sur certaines tranchées en faible proportion (moins de 10%). Dans ces cas, elle correspond à des bandes d'épaisseur variant de 1,5 à 30 mètres qui s'intercalent avec les roches à cordiérite et/ou anthophyllite. Les contacts sont graduels ou non observés à cause de la présence de dépôts meubles. La répartition des phases minérales observées en lame mince des roches ayant été identifiées comme un schiste à sillimanite est présentée au tableau 3 et la figure 16 montre des textures et des variantes à cette unité.

En surface et en cassures fraîches, le schiste à sillimanite se caractérise par une couleur gris moyen. Des porphyroblastes de sillimanite millimétriques à centimétriques blanc laiteux suivent, dans la plupart des cas, la fabrique principale qui est faiblement à bien développée et sont allongés selon une forte linéation d'étirement. La matrice, à granulométrie fine et d'aspect felsique, est constituée d'un assemblage de quartz + feldspath + biotite \pm muscovite.

En lame mince, la roche présente des textures porphyroblastique, poeciloblastique et granoblastique. La sillimanite est majoritairement de type fibrolite, soit en amas de fines aiguilles inférieures à 0,1 mm qui s'orientent toutes dans la même direction selon l'extinction en lumière polarisée. De plus, la sillimanite est associée avec du quartz, du feldspath, de la biotite et de la muscovite (sauf échantillon 38) avec des traces de zircon entourés d'halos réactionnels pléochroïques foncés au sein des micas. Le quartz, de granulométrie variable, a subi les effets de la déformation et du métamorphisme puisqu'il expose communément une extinction roulante ainsi que des points triples. La muscovite semble être rétrograde et en remplacement de la sillimanite ou la biotite. Le plagioclase, classé comme étant de l'andésine selon la méthode de Michel-Lévy (Lévy, 1894), est également présent en quantité faible à modérée (tr-25%). Il ne présente pas systématiquement des macles polysynthétiques. Cette phase minérale est, dans la plupart des cas, affectée par une légère altération en séricite sauf pour la lame 38 où l'altération est importante et semble avoir complètement remplacée le plagioclase. Le microcline est identifiable grâce à ses macles en jupe écossaise (macles polysynthétiques de l'albite et de la péricline) et est observé dans les lames minces contenant peu de plagioclase (17, 19, 40; tableau 3). Certaines textures d'équilibre entre les différentes phases minérales sont reconnues. Dans le cas de la lame 19 et localement dans la 17, des

myrmékites sont observables résultant d'un rééquilibrage entre le feldspath potassique et le plagioclase créant des intercroissances de quartz dans le plagioclase lors du métamorphisme. Toutefois, pour la lame 40, le feldspath potassique et le plagioclase semblent coexister en exposant des inclusions de plagioclase séricitisé dans la microcline, et ce, sans créer de réaction de rééquilibrage. Deux des échantillons montrent des caractéristiques similaires soient les lames 06 et 07 (tableau 3). Ces roches montrent en lame mince une texture granoblastique et poeciloblastique. Le quartz contient des inclusions arrondies de plagioclase localement séricitisé et des baguettes de biotite et le plagioclase contient des inclusions arrondies de quartz. Généralement, le contact mutuel entre le plagioclase et le quartz sont intacts et les deux phases minérales semblent être en équilibre l'une avec l'autre. Toutefois, des vermicules de quartz peuvent localement être visibles au contact entre le plagioclase et le quartz, ce qui pourrait correspondre à un excès de silice provenant du contact entre ces deux minéraux. Enfin, la muscovite contient dans certains cas des serpentins de quartz désordonnés qui semblent représenter une réaction de rééquilibrage entre le plagioclase et la muscovite créant ainsi un excès de silice (figure 17).

Les échantillons du schiste à sillimanite montrent des caractéristiques légèrement variables selon la localisation du point d'échantillonnage. En effet, certains échantillons étudiés montrent un rubanement compositionnel (06, 17 et 20; tableau 3). Cette texture se traduit par une alternance de bandes jusqu'à pluri-centimétriques plus riches en sillimanite ou en sillimanite + biotite. Dans la plupart des cas, l'orientation préférentielle des amas de sillimanite de type fibrolite marque la foliation. La foliation principale semble être préférentiellement développée dans les échantillons localisés de manière distale à la minéralisation. Généralement, la linéation d'étirement des porphyroblastes de sillimanite

montre une forte empreinte selon un ratio longueur/largeur des minéraux pouvant atteindre 1:5.

Le diagramme multiélémentaire normalisé au manteau primitif (figure 18, McDonough et Sun, 1995) montre une faible pente descendante avec une forte anomalie négative en strontium (Sr) et deux autres modérées en baryum (Ba) et titane (Ti). Le diagramme des terres rares normalisées à la chondrite C1 (figure 19, Palme et O'Neill, 2003) permet d'observer des spectres faiblement fractionnés avec un ratio moyen La/Yb variant entre 3 et 8. L'abondance des terres rares est relativement élevée avec de 100 à 300 fois la chondrite pour celles légères et 30 à 50 fois la chondrite pour les terres rares lourdes. Les spectres montrent une décroissance des terres rares légères depuis lanthane (La) vers samarium (Sm) suivi d'une anomalie négative en europium (Eu) puis un plateau pour les terres rares lourdes.

Tableau 3 : Répartition des phases minérales des lames minces identifiées comme un schiste à sillimanite.

Lame-mince CN13-RB-XX	Échantillon	Localisation Tranchée Domaine	Phases minérales majeures									Phases minérales mineures					
			Sillimanite	Cordiérite	Anthophyllite	Quartz	Plagioclase	Microcline	Biotite	Phlogopite	Muscovite	Opaque	Séricite	Pinnite	Chlorite	Zircon	Ganhite
17	356574	05 Domaine sud	15			55	10	8	10		2	tr	tr		tr	tr	
19	356577	Ouest Domaine sud	5			35	10	15	20		15	tr	tr			tr	
20	356578	Ouest Domaine sud	25			30	10		25		10		tr			tr	
23	356593	Nord-ouest Domaine nord	10			60			15		5	10					
29	356599	04 Domaine nord	15			59			25		1	tr				tr	
37	356668	06 Domaine sud	10			60	5		25			tr				tr	
38	356669	06 Domaine sud	30			22			45			1	3			tr	
40	356671	06 Domaine sud	25			35	5	20	10		5		tr		tr		
06	356564	07 Domaine sud	10			40	25		15		10	tr	tr			tr	
07	356565	07 Domaine sud	10			40	10	tr	7		8	25	tr		tr	tr	
Moyenne			16			44	8	4	20		6	4	tr		tr	tr	

*Tr : Traces (pour le calcul de la moyenne une valeur de 0,1% a été considérée pour les valeurs en traces (tr))

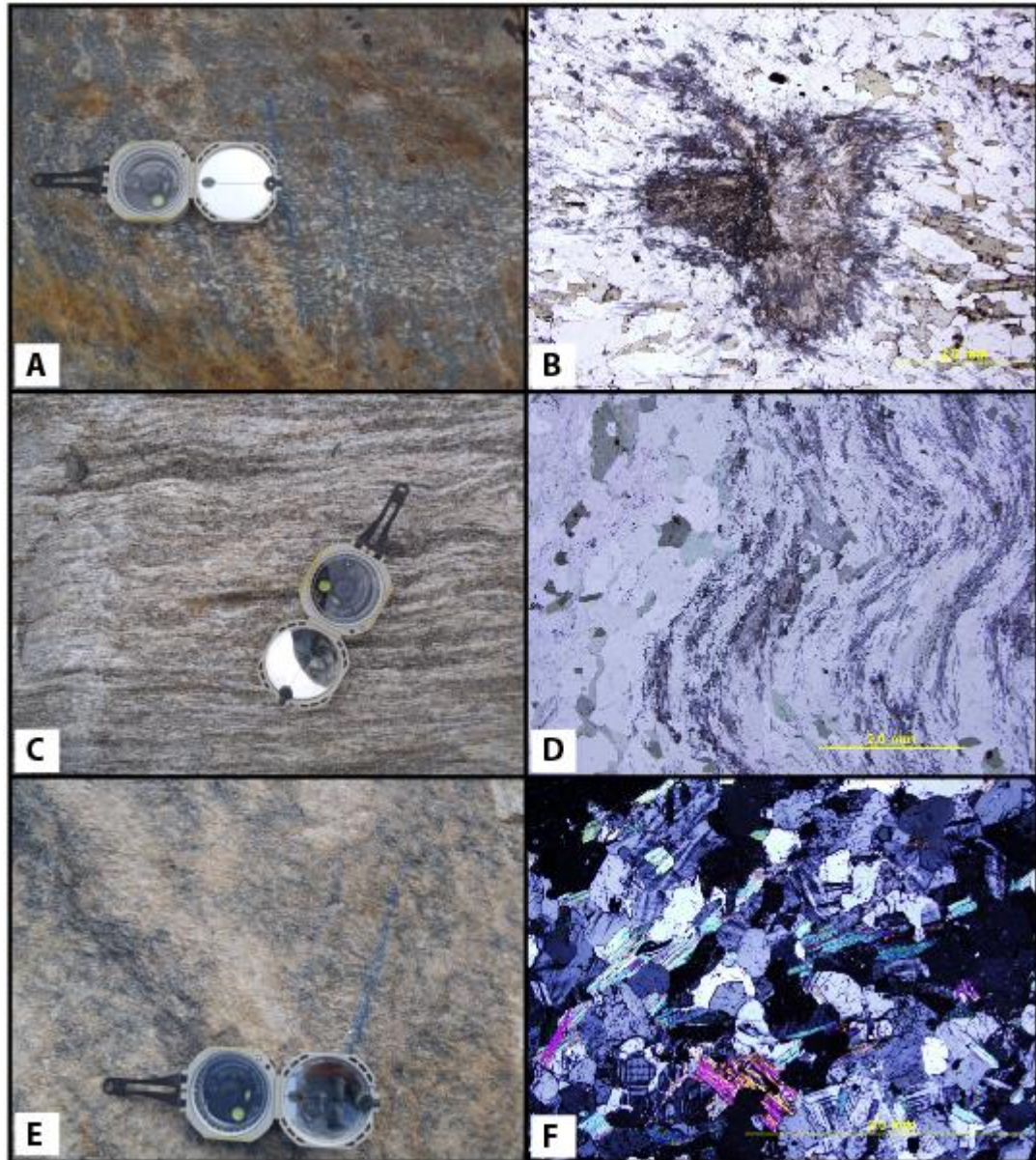


Figure 16 : A) Vue macroscopique du schiste à sillimanite en surface avec les porphyroblastes de sillimanite de couleur blanc laiteux. (Échantillon 356599, lame mince CN13-RB-029). B) Vue en lame mince en lumière polie d'un porphyroblaste de sillimanite de type fibrolite n'ayant pas été affecté par la déformation. La lame mince est coupée de manière perpendiculaire à la linéation d'étirement (Échantillon 356599, lame mince CN13-RB-029). C) Vue en surface du schiste à sillimanite folié avec alternance de bandes plus riches en sillimanite (Échantillon 356578, lame mince CN13-RB-020). D) Vue en lame mince en lumière naturelle d'une bande riche en sillimanite de type fibrolite plissée en contact avec une bande sans sillimanite. (Échantillon 356578, lame mince CN13-RB-020). E) Vue en surface du schiste à sillimanite riche en feldspath potassique (Échantillon 356671, lame mince CN13-RB-040). F) Vue en lame mince en lumière polarisée de la proportion importante de feldspath potassique (microcline) montrant des mâcles en jupe écossaise dans certains échantillons de schiste à sillimanite (Échantillon 356671, lame mince CN13-RB-040).

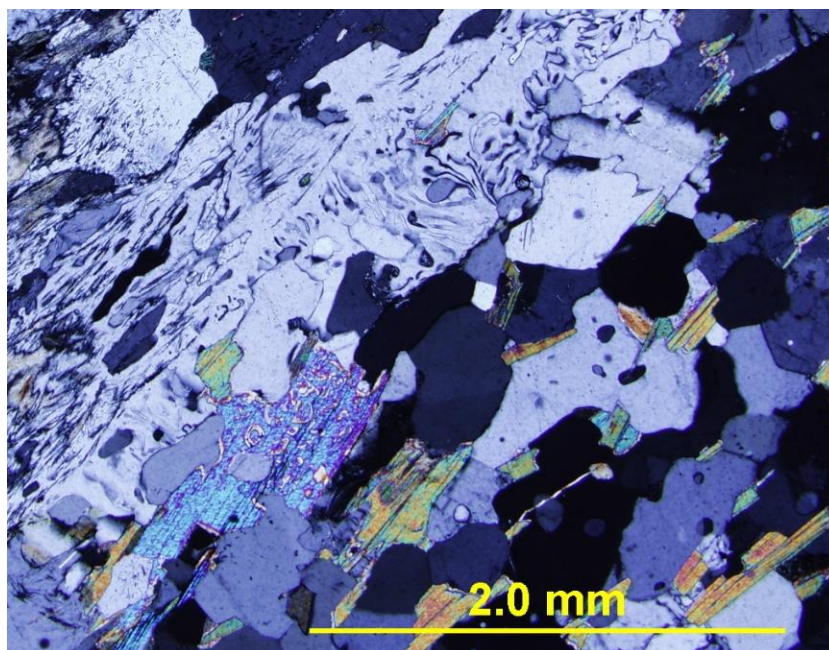


Figure 17 : Vue de la lame mince CN13-RB-40B (échantillon 356671) en lumière polarisée. Présence de myrmékites développées au contact entre le quartz et le plagioclase. Dans la partie inférieure gauche de la figure, la muscovite, exposant une couleur de biréfringence bleu ciel, contient des serpentins de quartz résultant possiblement d'un excès de silice.

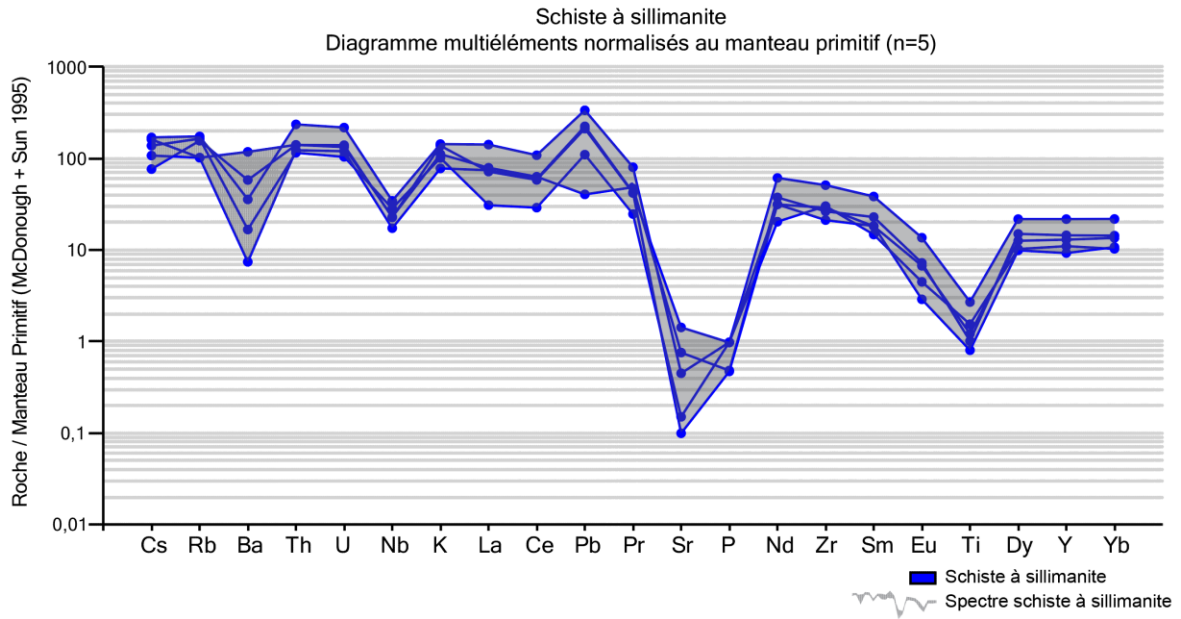


Figure 18 : Éléments traces normalisés au manteau primitif pour le schiste à sillimanite.

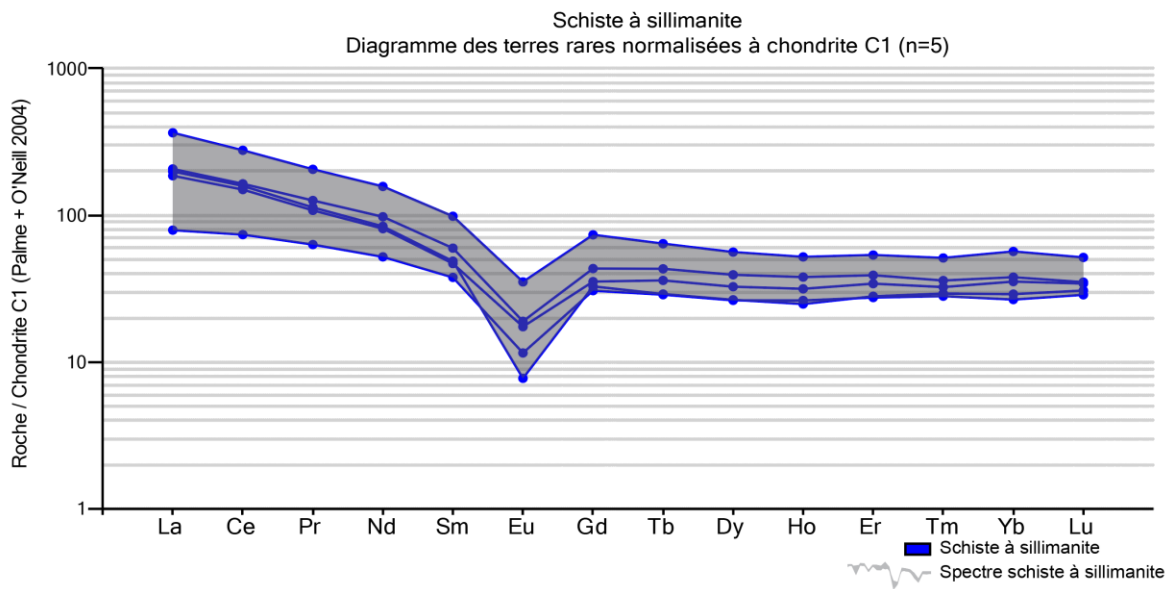


Figure 19 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 pour le schiste à sillimanite.

2.2.2 Schiste à sillimanite + cordiérite

Le schiste à sillimanite + cordiérite est considéré comme une unité plus proximale à la minéralisation que le schiste à sillimanite. Il est sans grande étendue régionale. Cette lithologie a été identifiée à une centaine de mètres à l'ouest de la tranchée 04 exposant la lentille 08 en surface (domaine nord). En tranchée, cette lithologie n'a été rencontrée que sur celle se situant au nord du domaine sud et elle représente moins de 5% de la proportion des unités identifiées en tranchées. Dans ce cas, elle est exposée en bandes d'épaisseur variant de 1 à 10 mètres. Cette unité semble généralement en contact graduel avec les schistes à sillimanite ou ceux à cordiérite mais peu d'observations permettent de confirmer cette distribution. Cette lithologie peut facilement être confondue avec le schiste à sillimanite puisque la cordiérite est interstitielle et est difficile à identifier sur le terrain. La répartition des phases minérales des lames minces identifiées comme étant des schistes à sillimanite + cordiérite est présentée au tableau 4 et la figure 20 montre les caractéristiques macroscopiques et microscopiques de cette unité.

En macroscopie, le schiste à sillimanite + cordiérite est similaire au schiste à sillimanite avec un aspect hétérogène et hétérogranulaire. Les phases minérales visibles correspondent à sillimanite + quartz + biotite + feldspath \pm muscovite. Il est difficile d'identifier adéquatement la cordiérite en macroscopie pour cette unité puisque sa granulométrie est fine et qu'elle se distribue de manière interstitielle au quartz.

En microscopie, les textures exposées sont principalement porphyroblastique poeciloblastique et granoblastique. Les grains sont xénomorphes et la matrice montre une granulométrie fine à moyenne. En plus de la sillimanite et de la cordiérite, l'ensemble de la paragenèse minérale inclue le quartz, la biotite, le plagioclase puis localement la muscovite

et le microcline. La sillimanite, de type fibrolite, s'expose en amas de fines aiguilles s'orientant environ dans la même direction selon l'extinction en lumière polarisée. Cet arrangement montre une texture porphyroblastique. Parallèlement à la linéation (plan XZ), il est possible d'observer un deuxième type de morphologie pour la sillimanite sous forme de minces baguettes hypidiomorphes et allongées. Dans certains cas perpendiculaires à la linéation (plan YZ), les amas montrent des structures d'entraînement provoquant une extinction roulante d'une extrémité à l'autre de l'amas fibroblastique. L'échantillon 47 montre un aspect homogène par rapport à sa composition et il est similaire en surface au schiste à sillimanite. Toutefois, il contient 15% de cordiérite interstitielle au quartz. Sa texture poeciloblastique est caractérisée par des inclusions arrondies correspondant à du quartz pour les grains de cordiérite, de la cordiérite et du plagioclase pour ceux de quartz puis du quartz pour ceux de plagioclase. De plus, la cordiérite se distribue de manière interstitielle au quartz et au plagioclase granoblastique. Généralement, une légère altération en pinnite sur les bordures des grains de cordiérite est remarquée ainsi que des halos réactionnels pléochroïques jaunes dus aux inclusions de zircon. La cordiérite peut également être remplacée en partie ou totalement par la muscovite. Localement, la chlorite se présente de manière aciculaire et radiale et semble remplacer la cordiérite et de la biotite. La séricite, en fines aiguilles, altère plusieurs grains de plagioclase.

L'un des échantillons récoltés (lame mince 22) expose une organisation compositionnelle montrée par une alternance de bandes riches et d'autres pauvres en sillimanite. Pour ce même échantillon, du cisaillement à l'échelle microscopique entraînent, selon la foliation principale, les amas fibroblastiques de sillimanite. Pour les échantillons du

schiste à sillimanite + cordiérite, la foliation est peu à moyennement développée et est généralement reconnaissable par l'alignement préférentiel de la fibrolite.

La signature géochimique du schiste à sillimanite + cordiérite est similaire à celle du schiste à sillimanite d'après le diagramme multiélémentaire normalisé au manteau primitif (figure 21, McDonough et Sun, 1995) et celui des terres rares normalisées à la chondrite C1 (figure 22, Palme et O'Neill, 2003) selon le champ des spectres de référence illustré en gris et défini par les valeurs du schiste à sillimanite. Par contre, le diagramme multiélémentaire normalisé au manteau primitif montre des valeurs en potassium (K), pour cette lithologie, légèrement plus faibles. De plus, les spectres du schiste à sillimanite + cordiérite observés sur le diagramme des éléments des terres rares normalisées à la chondrite C1 se distribuent dans la partie supérieure du polygone des spectres de référence indiquant que cette unité est légèrement plus riche en éléments des terres rares que le schiste à sillimanite.

Tableau 4 : Répartition des phases minérales des lames minces identifiées comme un schiste à sillimanite + cordiérite.

Lame mince CN13-RB-XX	Échantillon	Localisation Tranchée Domaine	Phases minérales majeures									Phases minérales mineures					
			Sillimanite	Cordiérite	Anthophyllite	Quartz	Plagioclase	Microcline	Biotite	Phlogopite	Muscovite	Opaque	Séricite	Pinnite	Chlorite	Zircon	Ganhite
22	356592	Nord-ouest Domaine nord	20	5		40	10		20		3	1	1	tr	tr	tr	
47	362779	07 Domaine sud	10	5		55	5	5	20				tr	tr		tr	
57	362778	CN-05-026 Forage	10	15		40	10		15		tr		tr	tr		tr	
Moyenne			13	8		45	8	2	18		1	tr	tr	tr	tr	tr	

*Tr : Traces (pour le calcul de la moyenne une valeur de 0,1% a été considérée pour les valeurs en traces (tr))

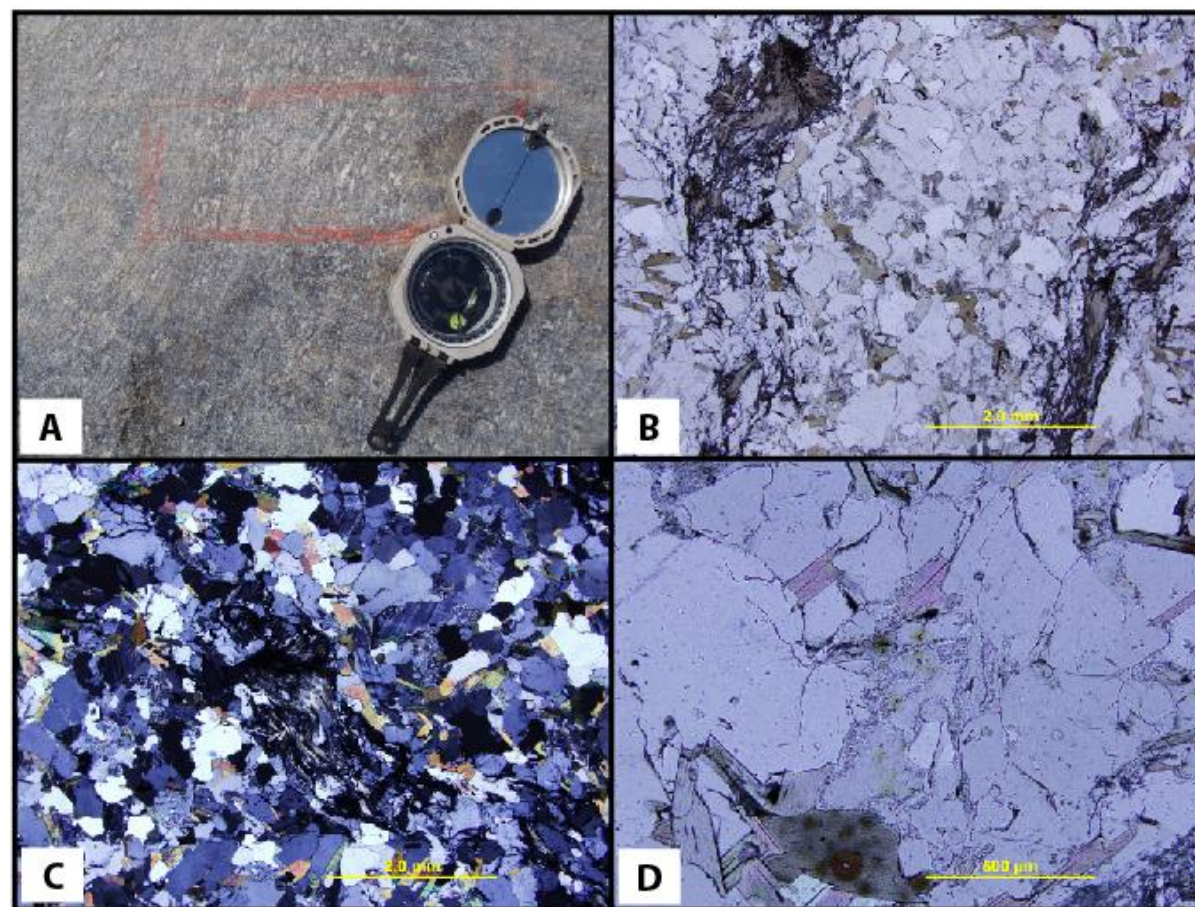


Figure 20 : A) Vue macroscopique du schiste à sillimanite+cordiérite en surface (échantillon 362779). B) Vue en lame mince en lumière naturelle de l'unité et des porphyroblastes de sillimanite plissés (échantillon 362779, lame mince CN13-RB-047). C) Vue en lame mince en lumière polarisée de l'unité avec un porphyroblaste de sillimanite (échantillon 362779, lame mince CN13-RB-047). D) Vue en lame mince en lumière naturelle de la cordiérite montrant des bordures riches en pinnite (réfringence élevé est teinte grisâtre) ainsi que des halos pléochroïques jaunes résultant des inclusions de zircon dans le minéral (échantillon 362779, lame mince CN13-RB-047).

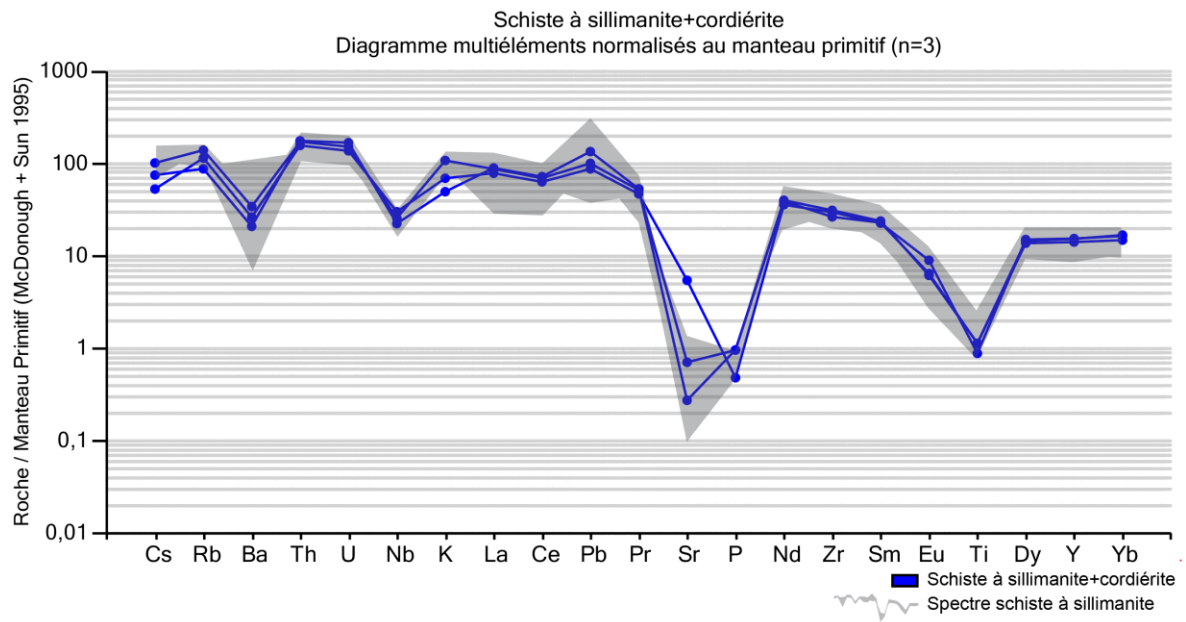


Figure 21 : Éléments traces normalisés au manteau primitif pour le schiste à sillimanite + cordiérite.

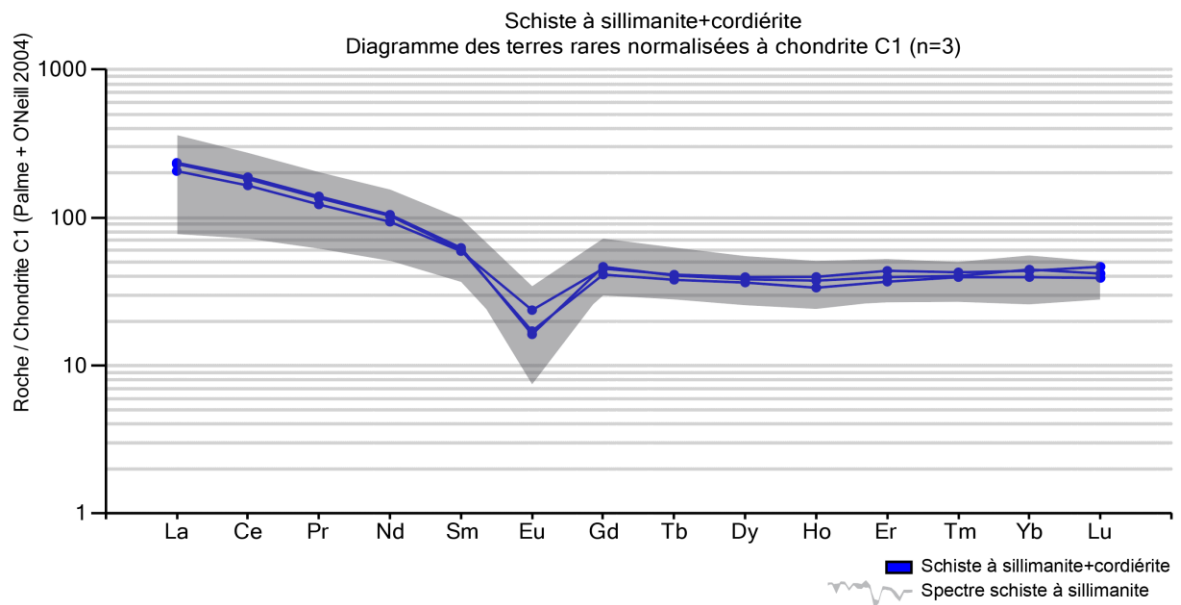


Figure 22 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 pour le schiste à sillimanite + cordiérite.

2.2.3 Schiste à cordiérite

Le schiste à cordiérite se distribue généralement de manière proximale aux zones minéralisées et est sans étendue régionale. Il est difficile d'établir exactement l'ordre de distance de sa distribution par rapport à la minéralisation mais celle-ci est inférieure à 100 m. Cette unité a été identifiée seulement sur les tranchées en bandes d'épaisseur variant de 1 m à 23 m et représentant de 5 à 55% des lithologies observées sur une même tranchée. Elle correspond de manière générale à environ 20% de la roche exposée dans les tranchées. Le schiste à cordiérite est en contact, généralement graduel, avec le schiste à sillimanite ou à cordiérite + sillimanite, distale à la minéralisation, et avec le schiste à cordiérite + anthophyllite, proximale à la minéralisation. La répartition des phases minérales des lames minces identifiées comme étant des schistes à cordiérite est présentée au tableau 5 et la figure 23 montre les caractéristiques macroscopiques et microscopiques de cette unité.

En macroscopie, les principaux minéraux identifiés correspondent à cordiérite + quartz + biotite (phlogopite). La roche montre une granulométrie et des couleurs variables. Plus l'échantillon est proximal à la minéralisation plus les grains sont grossiers. Dans ces cas, la roche est faiblement minéralisée (traces-3%) en pyrite + pyrrhotite \pm chalcopyrite \pm sphalérite et elle est affectée par une forte rouille à la surface. Les échantillons plus distaux montrent une fine granulométrie et un aspect silicifié probablement causé par la grande proportion de quartz et de cordiérite. Elle contient communément des oxydes (magnétite, ilménite) en grains arrondis fins à moyens.

En lame mince, les textures observées sont variables selon les échantillons : massive, foliée, granoblastique, poeciloblastique, porphyroblastique. Les phases minérales majeures en plus de la cordiérite sont le quartz et la biotite et celles mineures sont les opaques (pyrite,

pyrrhotite, \pm chalcopyrite, \pm sphalérite, magnétite, \pm ilménite), la pinnite, la chlorite et le zircon. Localement, la muscovite est présente, mais elle semble associée avec des échantillons contenant des traces de sillimanite. La cordiérite est interstitielle au quartz ou forme des porphyroblastes souvent poeciloblastiques. Les inclusions au sein de la cordiérite correspondent à des petits grains de quartz (inférieur à 0,1 à environ 1 mm) arrondis avec une extinction variable. Les porphyroblastes sont localement recristallisés en petits cristaux combinant la cordiérite et le quartz. Les bordures de la cordiérite sont communément altérées en pinnite et les grains contiennent des inclusions de zircon entouré d'une auréole pléochroïque jaune. Ces deux caractéristiques nous permettent d'identifier cette phase minérale majeure puisqu'elle présente rarement les macles qui permettent habituellement de la reconnaître. Le quartz est caractérisé par une texture généralement granoblastique avec des bordures recristallisées, souvent arrondies, et des extinctions roulantes. Localement, il est possible d'observer des grains de quartz poeciloblastiques contenant des inclusions arrondies de cordiérite. La chlorite apparaît de manière aciculaire et localement radiale comme minéral d'altération de la biotite et de la cordiérite. L'échantillon 10 montre la présence de grains de magnétite fracturés et arrondis affectés par une altération en chlorite en bordure et dans les cassures. L'échantillon 26 diffère selon les caractéristiques générales de l'unité puisqu'il est riche en phlogopite et présentent des traces d'anthophyllite. Il se situe à la limite de l'unité de schiste à cordiérite+anthophyllite (discuté à la section 2.2.4)

Certains échantillons montrent une organisation compositionnelle. La lame mince 10 contient des porphyroblastes de quartz et cordiérite entourés d'une matrice riche en biotite (similaire à 45). Ce genre de texture pourrait également être interprété comme étant des fragments. Un rubanement produit par une alternance de bandes plus riches en biotite

caractérise l'échantillon 11 tandis que le 28 montre un arrangement de la granulométrie dont l'aspect est similaire à un litage compositionnel. La foliation est faible à absente pour ces échantillons, sauf pour la lame mince 11, où elle est moyennement développée et pour la 34 où il pourrait y avoir deux fabriques marquées par l'orientation des grains de biotite. L'échantillon 44 expose une cordiérite avec de nombreuses inclusions de quartz ayant des extinctions variables les unes par rapport aux autres. Toutefois, ces inclusions semblent alignées et légèrement allongées dans une même direction au sein d'un même grain de cordiérite. Cet alignement pourrait correspondre à la foliation principale oblitérée par la recristallisation importante lors du métamorphisme.

Selon la géochimie, l'unité de schiste à cordiérite montre des caractéristiques similaires au schiste à sillimanite selon le champ défini par les spectres de référence de cette unité (figures 24 et 25, McDonough et Sun, 1995; Palme et O'Neill, 2003). Quelques exceptions sont remarquées : les fortes anomalies en baryum (Ba) et en potassium (K) ainsi que la proportion des éléments des terres rares lourdes qui semble légèrement plus faible que dans le schiste à sillimanite. Il est à noter que les échantillons de schiste à cordiérite ne contiennent pas de feldspath potassique, ce qui pourrait expliquer les proportions plus faibles de potassium en comparaison avec les unités précédentes. L'allure des spectres du diagramme des éléments des terres rares représente une pente douce puis un plateau pour les éléments de terres rares lourdes comme les unités décrites précédentes.

Tableau 5 : Répartition des phases minérales des lames minces identifiées comme un schiste à cordiérite.

Lame mince CN13-RB-XX	Échantillon	Localisation Tranchée Domaine	Phases minérales majeures									Phases minérales mineures					
			Sillimanite	Cordiérite	Anthophyllite	Quartz	Plagioclase	Microcline	Biotite	Phlogopite	Muscovite	Opaque	Séricite	Pinnite	Chlorite	Zircon	Ganhite
10	356568	06 Domaine sud		30		40	1		25			3	1	tr	tr	tr	
11	356569	06 Domaine sud	tr	25		58			15		1			1	tr	tr	
26	356596	04 Domaine nord		35	1	10	3			45		5	tr	1		tr	
27	356597	04 Domaine nord		37		40			15					1	2	tr	
28	356598	04 Domaine nord		23		55			20			2		tr	tr	tr	
34	356665	07 Domaine sud		20		57			25		tr			3	tr	tr	
46	362777	02 Domaine nord		32		45	2		20				tr	1	tr	tr	
Moyenne			tr	29	tr	44	1		17	6	tr	1	tr	1	tr	tr	

*Tr : Traces (pour le calcul de la moyenne une valeur de 0,1% a été considérée pour les valeurs en traces (tr))

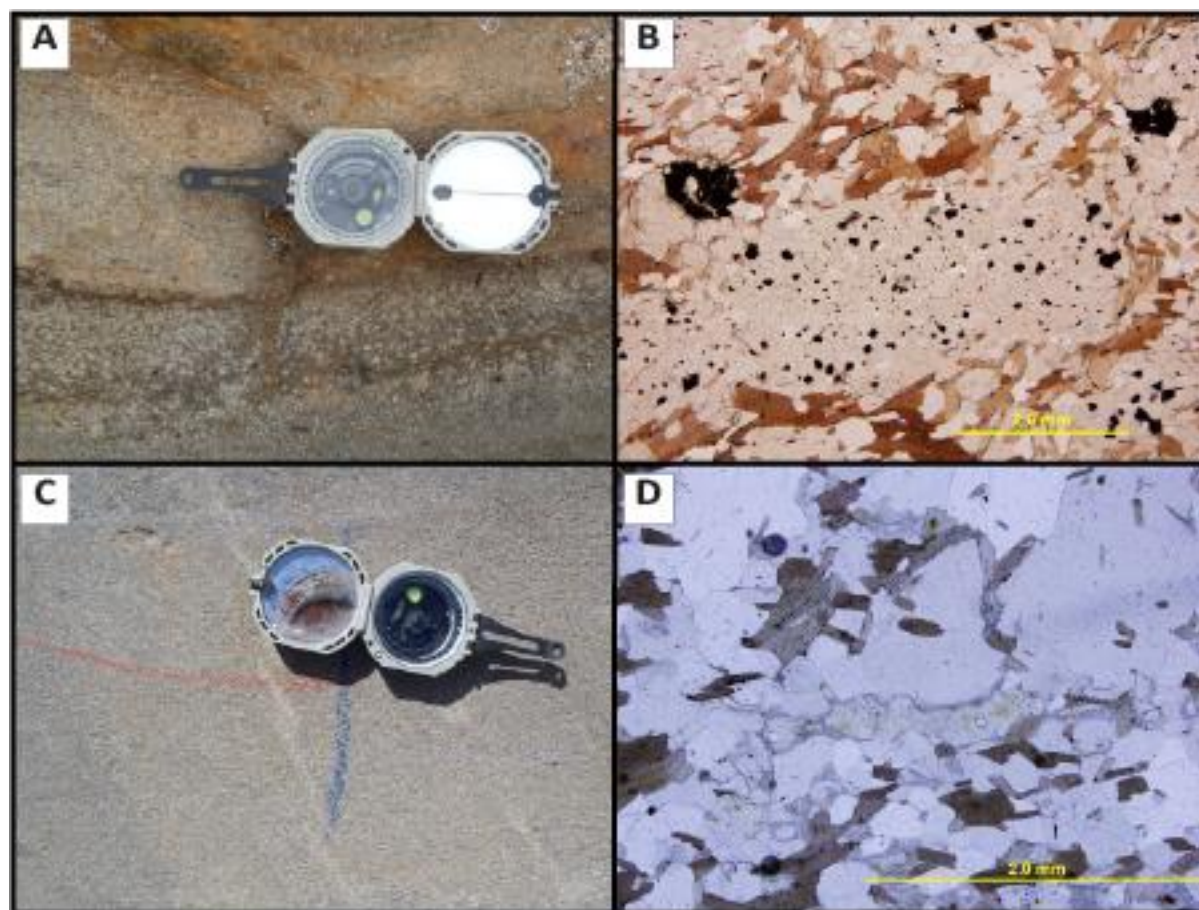


Figure 23 : A) Vue macroscopique du schiste à cordiérite en surface présentant des fragments ou porphyroblastes de cordiérite et quartz entourés d'une matrice riche en biotite, ce qui pourrait se traduire par une organisation compositionnelle (échantillon 356568). B) Vue en lame mince en lumière naturelle de l'unité vue en A) montrant un porphyroblaste de cordiérite poeciloblastique (Échantillon 356568, lame mince CN13-RB-010). C) Vue macroscopique du schiste à cordiérite en surface (échantillon 356665). D) Vue en lame mince en lumière naturelle de cordiérite interstitielle et poeciloblastique montrant des bordures altérées en pinnite ainsi que des inclusions de zircon avec des halos pléochroïques jaunes (échantillon 356665, lame mince CN13-RB-034).

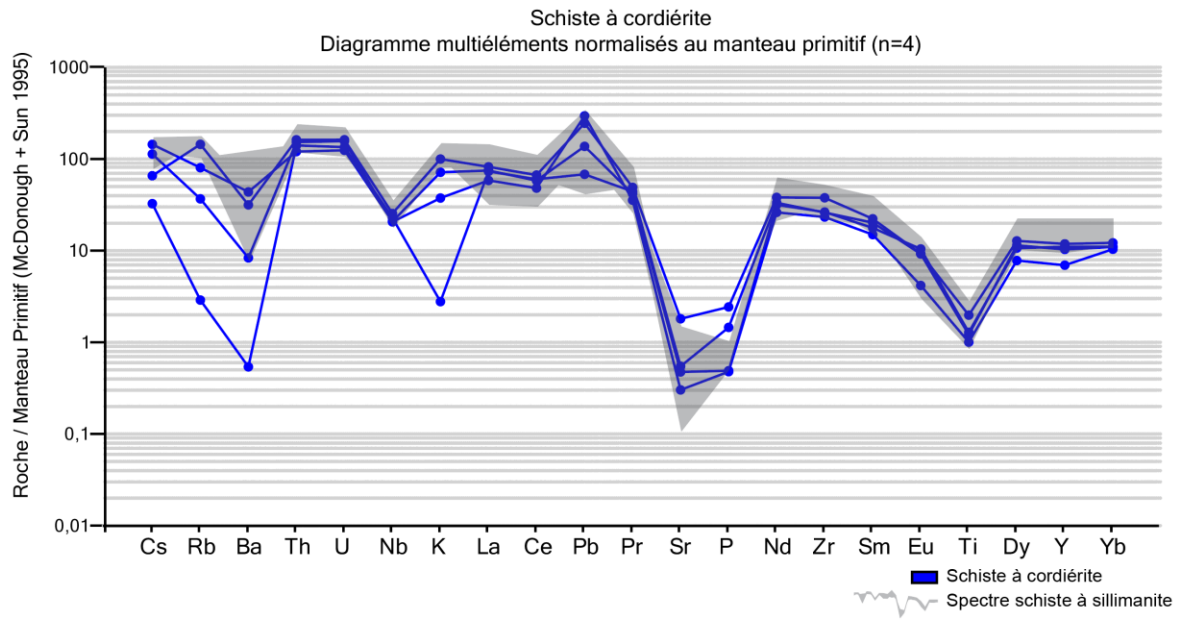


Figure 24 : Éléments traces normalisés au manteau primitif pour le schiste à cordiérite.

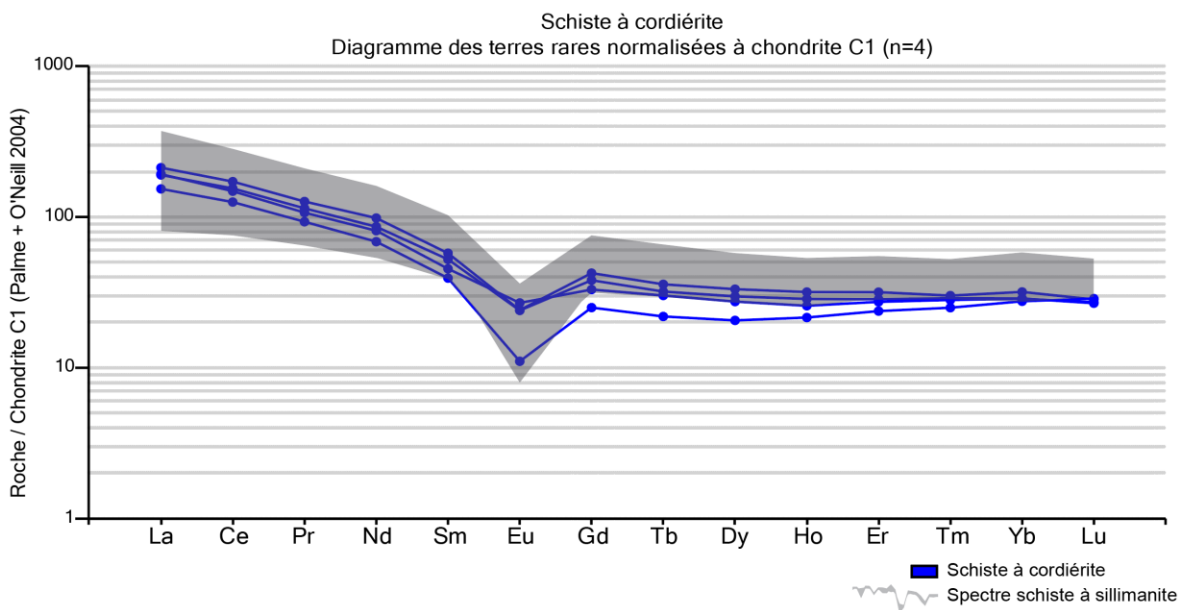


Figure 25 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 pour le schiste à cordiérite.

2.2.4 Schiste à cordiérite + anthophyllite

Le schiste à cordiérite + anthophyllite est l'unité la plus proximale à la minéralisation et est sans étendue régionale. La distance de la distribution de cette lithologie par rapport à la minéralisation est difficile à évaluer. Par contre, celle-ci est inférieure à 100 m et pourrait se situer à moins de 50 m. Par exemple, la tranchée 04, où la lentille 08 affleure, expose un horizon de schiste à cordiérite + anthophyllite d'environ 11 m d'épaisseur. Cette lithologie a été observée sur quatre des cinq tranchées décrites selon des épaisseurs variant de 3,2 à 24,5 m et représentant de 25 à 80% des unités observées sur une même tranchée. Selon les roches identifiées dans les tranchées, cette lithologie correspond à environ 35% de la surface totale exposée. Elle est communément en contact avec les zones minéralisées à sulfures massifs (ex. lentille 08) et semi-massifs ou est l'hôte de ce dernier type de minéralisation. Le second contact est, dans la plupart des cas, graduel vers le schiste à cordiérite à l'exception de certains cas où l'unité est en contact franc avec l'amphibolite ou le schiste à anthophyllite (discuté à aux sections 2.2.5 et 2.2.6). La répartition des phases minérales dans les lames minces identifiées comme étant des schistes à cordiérite + anthophyllite est présentée au tableau 6 et la figure 26 montre les caractéristiques macroscopiques et microscopiques de cette unité.

De manière macroscopique, la roche échantillonnée est de granulométrie grossière et hétérogène. Elle est massive et ne présente aucune fabrique puisque les structures semblent oblitérées par une recristallisation grossière des phases minérales (figure 27). La surface altérée présente une couleur généralement beige-gris pâle et elle est souvent affectée par la rouille à cause de la présence de minéralisation disséminées (pyrite + pyrrhotite \pm chalcopyrite \pm sphalérite \pm galène). En cassures fraîches, la couleur varie de beige pâle à gris

pâle à moyen. En plus de l'anthophyllite, la paragenèse visible en macroscopie correspond à la cordiérite, au mica et localement au quartz. La cordiérite peut être plus facilement identifiable par rapport aux unités précédentes puisqu'elle est grossière et son aspect est mat et laiteux.

En microscopie, les principales textures sont : cristalloblastique, poeciloblastique, xénoblastique et localement porphyroblastique. Le schiste à cordiérite + anthophyllite contient les phases majeures suivantes : la cordiérite, l'anthophyllite, le quartz et les micas (biotite et phlogopite). Les phases moins abondantes sont : le zircon, les opaques, la pinnite, la gahnite, le plagioclase, la séricite, la muscovite et la chlorite. La cordiérite se distribue de manière cristalloblastique et communément poeciloblastique avec des inclusions arrondies de quartz. Elle est localement (lame mince 45) en porphyroblastes centimétriques et poeciloblastiques (quartz, opaques). Des grains de muscovite tabulaires à aciculaires sont associés à la cordiérite. L'altération en pinnite en bordures des grains de cordiérite peut être absente (lames minces 21, 30 et 45) a fortement développée et représente jusqu'à 3% de la paragenèse. Le zircon, en traces, se distribue souvent en inclusion dans la biotite et la cordiérite, produisant ainsi des halos réactionnels. L'échantillon 21 contient environ 3% de spinelle identifié visuellement comme de la gahnite (spinelle de zinc). Cette phase minérale se distribue de manière gloméroblastique en petits amas de cristaux verts arrondis et isotropes (figure 28). La biotite et la phlogopite sont rencontrées dans quelques cas (lames minces 08 et 45) en petits grains tabulaires suivant un alignement préférentiel (lépidioblastique) créant ainsi une foliation bien développée. Pour l'ensemble des échantillons de ce groupe lithologique, les minéraux opaques, dont la pyrite, la pyrrhotite, la chalcopyrite et la

sphalérite, sont présents en traces jusqu'à 3%, sauf pour l'échantillon 43 qui n'en compte aucun.

Il est possible d'observer une organisation compositionnelle pour deux cas de schiste à cordiérite + anthophyllite (lame minces 08 et 45). Pour les deux échantillons, il pourrait s'agir de roche à texture fragmentaire. La lame mince 08 montre des amas de quartz recristallisés, tandis que la lame mince 45 contient des porphyroblastes ou fragments correspondant à du quartz et de la cordiérite (similaire à CN13-RB-10). Pour les autres échantillons, la recristallisation métamorphique intense oblitère les structures.

Selon les analyses géochimiques, le schiste à cordiérite + anthophyllite est l'unité la plus distincte par rapport à celui à sillimanite. L'allure générale des spectres pour les éléments traces (figure 29, McDonough et Sun, 1995) et les terres rares (figure 30, Palme et O'Neill, 2003) est similaire au schiste à sillimanite mais avec des abondances variables. Quelques différences par rapport à la lithologie de référence sont remarquées. Le potassium (K) et le baryum (Ba) sont caractérisés par une anomalie négative plus prononcée telle qu'observée pour le schiste à cordiérite. Les analyses montrent une faible diminution des terres rares légères vers les lourdes avec une anomalie négative en europium (Eu). La proportion des terres rares légères est plus élevée et cette différence, discutée au chapitre 4, pourrait être expliquée par un lessivage d'éléments mobiles. Les terres rares lourdes sont généralement caractérisées par un plateau similaire au champ de référence des spectres du schiste à sillimanite.

Tableau 6 : Répartition des phases minérales des lames minces identifiées comme un schiste à cordiérite + anthophyllite.

Lame mince CN13-RB-XX	Échantillon	Localisation Tranchée Domaine	Phases minérales majeures									Phases minérales mineures					
			Sillimanite	Cordiérite	Anthophyllite	Quartz	Plagioclase	Microcline	Biotite	Phlogopite	Muscovite	Opaque	Séricite	Pinnite	Chlorite	Zircon	Ganhite
08	356566	06 Domaine sud		5	15	40	10		25			2	3				
12	356576	05 Domaine sud		40	40	15			5			tr		tr		tr	
14	356571	05 Domaine sud		40	15	30					15	tr		tr			
21	356672 356579	06 Domaine sud		60	15	15			6			tr				tr	3
25	356595	04 Domaine nord		38	5	25	5		20		2	2	tr	3		tr	
35	356666	05 Domaine sud		55	5	40					tr	tr		tr		tr	
43	356674	05 Domaine sud		20	18	50	7		2		tr		2	1		tr	
44	356675	05 Domaine sud		51	5	20			20			1		3		tr	
45	362776	02 Domaine nord		20	5	45			20			3			tr	tr	
49	356509	Forage CN-07-072		10	15	45			15		3	7		5		tr	
52	356523	Forage CN-07-89		35	10	45			8			2		tr		tr	
Moyenne				34	13	34	2		11		2	2	tr	1	tr	tr	tr

*Tr : Traces (pour le calcul de la moyenne une valeur de 0,1% a été considérée pour les valeurs en traces (tr))

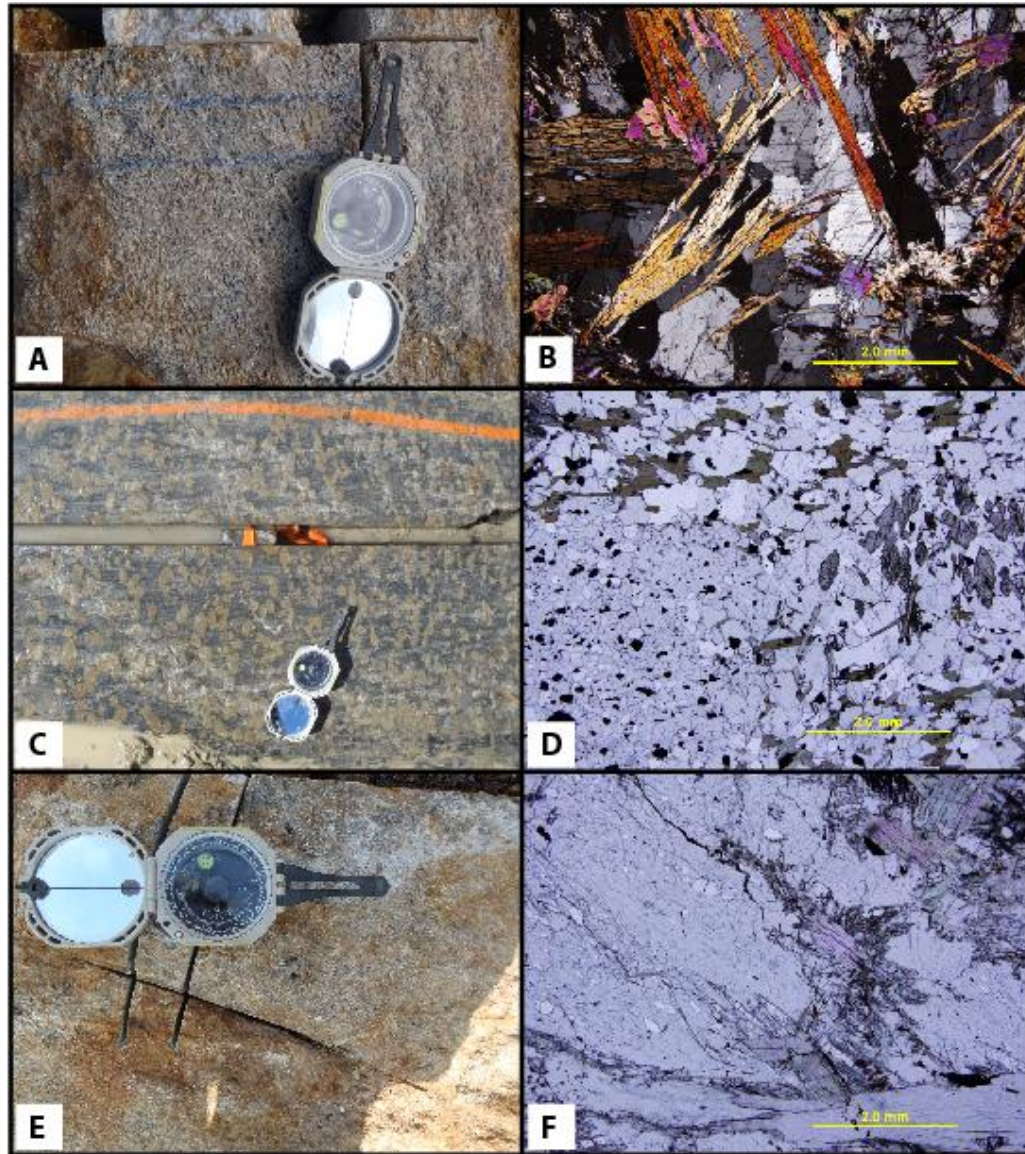


Figure 26 : A) Vue macroscopique du schiste à cordiérite+anthophyllite en surface montrant de manière générale une granulométrie grossière et hétérogène (échantillon 356576). B) Vue en lame mince en lumière polarisée de l'unité vue en A) (échantillon 356576, lame mince CN13-RB-012). C) Vue en surface du schiste à cordiérite+anthophyllite avec des méga porphyroblastes de cordiérite (échantillon 362776). D) Vue en lame mince en lumière naturelle de l'unité vue en C) montrant un porphyroblaste grossier et poeciloblastique de cordiérite ainsi que des cristaux tabulaires d'anthophyllite au centre droit de la figure (échantillon 362776, lame mince CN13-RB-045). E) Vue en surface du schiste à cordiérite+anthophyllite à granulométrie grossière (échantillon 356675). F) Vue en lame mince en lumière naturelle de l'unité vue en E) exposant des méga cristaux de cordiérite poeciloblastiques à inclusions de quartz. Les grains de cordiérite observés en lame mince semblent environ orientés de la même manière (échantillon 356675, lame mince CN13-RB-044).



Figure 27 : Vue d'une face verticale du schiste à cordiérite+anthophyllite présentant des méga cristaux de cordiérite et anthophyllite caractérisés par une cristallisation radiale (Près de l'échantillon 356571, lame mince CN13-RB-014).

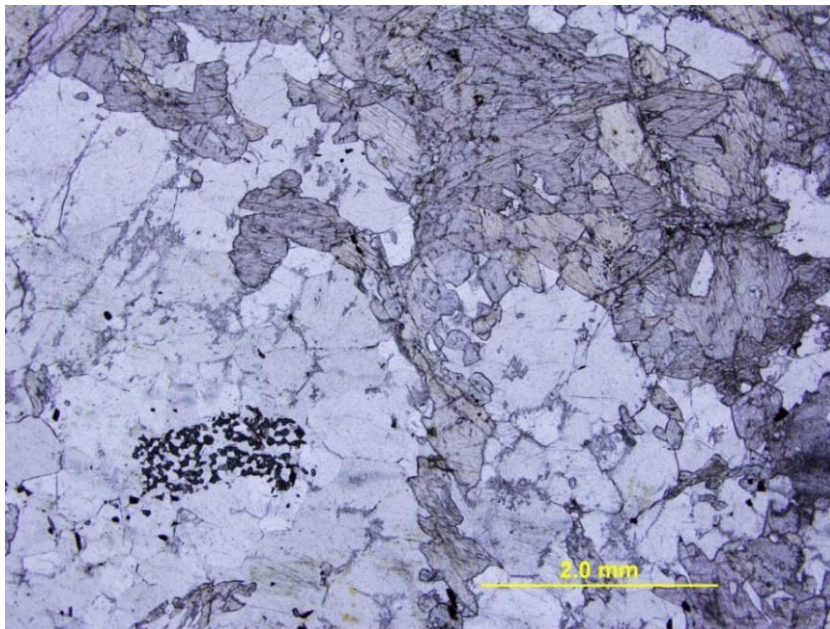


Figure 28 : Vue en lame mince en lumière naturelle du schiste à cordiérite+anthophyllite avec la présence d'un amas de petits grains arrondis de spinelle en vert foncé (Échantillon 356672-356579, lame mince CN13-RB-021).

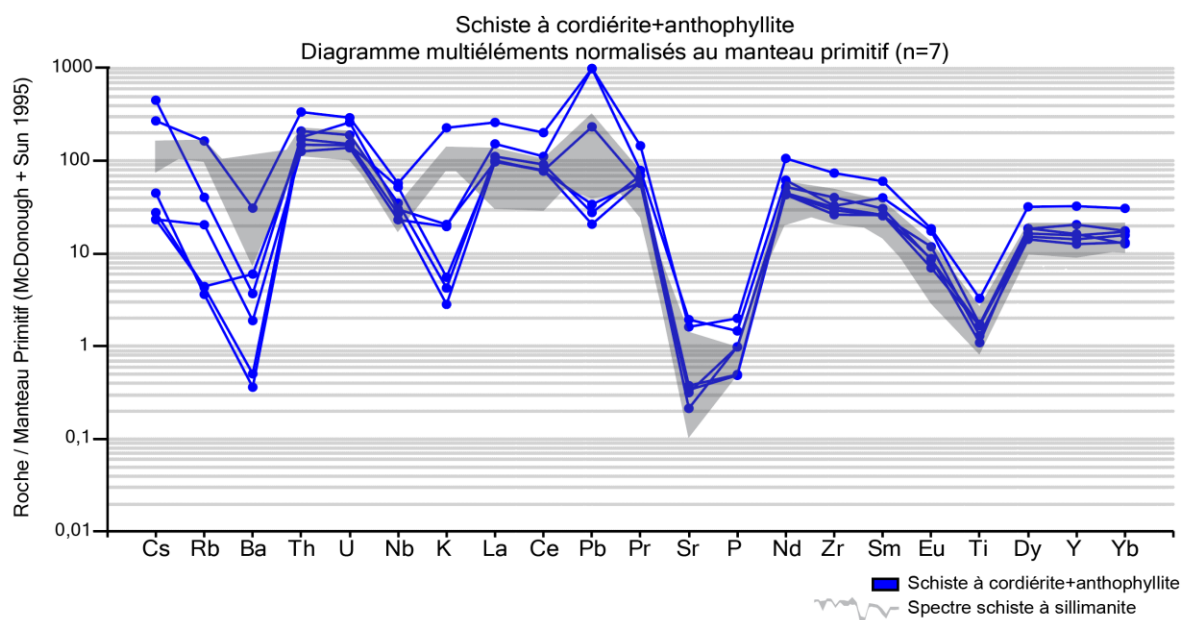


Figure 29 : Éléments traces normalisés au manteau primitif pour le schiste à cordiérite+anthophyllite.

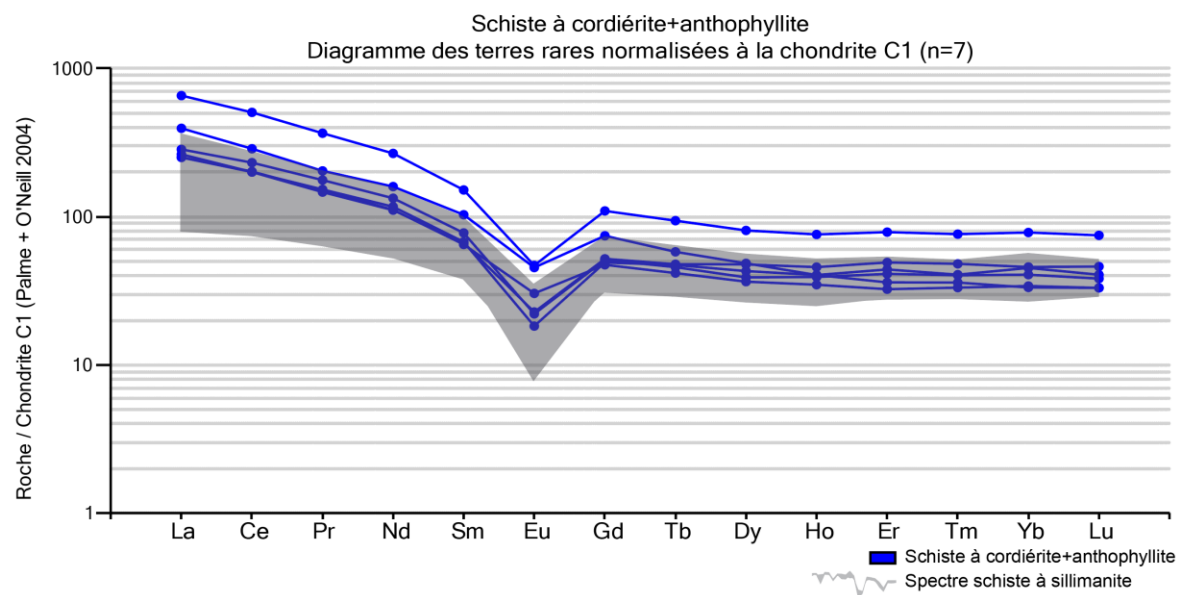


Figure 30 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 pour le schiste à cordiérite + anthophyllite.

2.2.5 Schiste à anthophyllite

Le schiste à anthophyllite est rarement identifié sur le terrain et a été échantillonné que localement. À l'échelle de la zone à l'étude, cette unité se présente seulement dans le domaine nord et semble avoir une étendue spatiale limitée. Par contre, de manière régionale, elle pourrait correspondre aux métavolcanites intermédiaires interprétées par la compagnie partenaire. Le seul échantillon récolté en surface se situe dans la portion est de la tranchée TR-CN04-02 au sein d'une bande d'épaisseur visible d'environ 1,8m puis en contact franc, à l'ouest, avec le schiste à cordiérite + anthophyllite. Deux autres échantillons ont été prélevés en forage. Le tableau 7 décrit brièvement les trois échantillons récoltés dans le domaine nord et la figure 31 montre les caractéristiques de cette lithologie.

En macroscopie, la couleur en surface altérée et fraîche varie de gris moyen à gris-beige moyen. Des minéraux tabulaires avec un reflet bleuté correspondent à l'anthophyllite et peuvent facilement être confondus avec la kyanite. Les autres minéraux visibles en macroscopie correspondent au quartz, au feldspath et à la biotite. La granulométrie est fine à moyenne et la roche est généralement homogène. Selon la proportion de biotite, la roche montre une foliation faible à moyenne

En microscopie, la roche présente des textures granoblastique et massive à moyennement foliée avec des cristaux d'anthophyllite automorphes. Les phases minérales majeures sont le quartz, l'anthophyllite, le plagioclase et la biotite tandis que celles mineures correspondent à des opaques (magnétite \pm pyrite \pm galène), du zircon et de la séricite. Perpendiculairement à la linéation minérale (plan YZ), l'anthophyllite est losangique hypidiomorphe à xénomorphe selon sa face transversale. De manière parallèle (plan XZ), les grains forment des baguettes fortement allongées. Le quartz et le plagioclase exposent une

texture granoblastique. Localement des points triples bien développés et des extinctions roulantes (quartz) proposent une recristallisation de ces phases minérales.

Les échantillons ne présentent pas d'arrangement compositionnel. La foliation principale est faiblement à moyennement exposée selon l'abondance de la biotite. Dans les deux cas échantillonnés et principalement pour la lame mince 30, les linéations minérales exprimées par les amphiboles sont bien développées selon un ratio d'environ 1:10.

Le schiste à anthophyllite montre des caractéristiques géochimiques légèrement différentes des unités décrites précédemment. Le diagramme multiélément normalisé au manteau primitif (figure 32, McDonough et Sun, 1995), montre un profil à tendance généralement constante, sauf pour le plomb (Pb), avec une légère pente descendante et moins d'anomalies positives ou négatives que les lithologies présentées précédemment. Effectivement, le strontium (Sr), le phosphore (P) ainsi que le titane (Ti) montrent des anomalies négatives moins prononcées que le champ de référence des spectres du schiste à sillimanite. Pour le diagramme des terres rares normalisées à la chondrite C1 (figure 33, Palme et O'Neill, 2003), le spectre montre une allure similaire aux roches précédentes avec un faible fractionnement du ratio La/Yb d'environ 5 qui se termine par un plateau pour les terres rares lourdes. Toutefois, l'anomalie négative en europium n'est pas autant prononcée et les proportions de l'ensemble des terres rares, principalement les lourdes, sont plus faibles que les roches de référence.

Tableau 7 : Répartition des phases minérales des lames minces identifiées comme un schiste à anthophyllite.

Lame mince CN13-RB-XX	Échantillon	Localisation Tranchée Domaine	Phases minérales majeures									Phases minérales mineures					
			Sillimanite	Cordiérite	Anthophyllite	Quartz	Plagioclase	Microcline	Biotite	Phlogopite	Muscovite	Opaque	Séricite	Pinnite	Chlorite	Zircon	Ganhite
30	356600	02 Domaine nord			15	59	15		10			1	tr			tr	
53	346493	Forage CN-07-105			25	15	37		20			3	tr			tr	
55	356488	Forage CN-07-105			30	30	15		25			5	tr			tr	
Moyenne					23	35	22		18			3	tr			tr	

*Tr : Traces (pour le calcul de la moyenne une valeur de 0,1% a été considérée pour les valeurs en traces (tr))

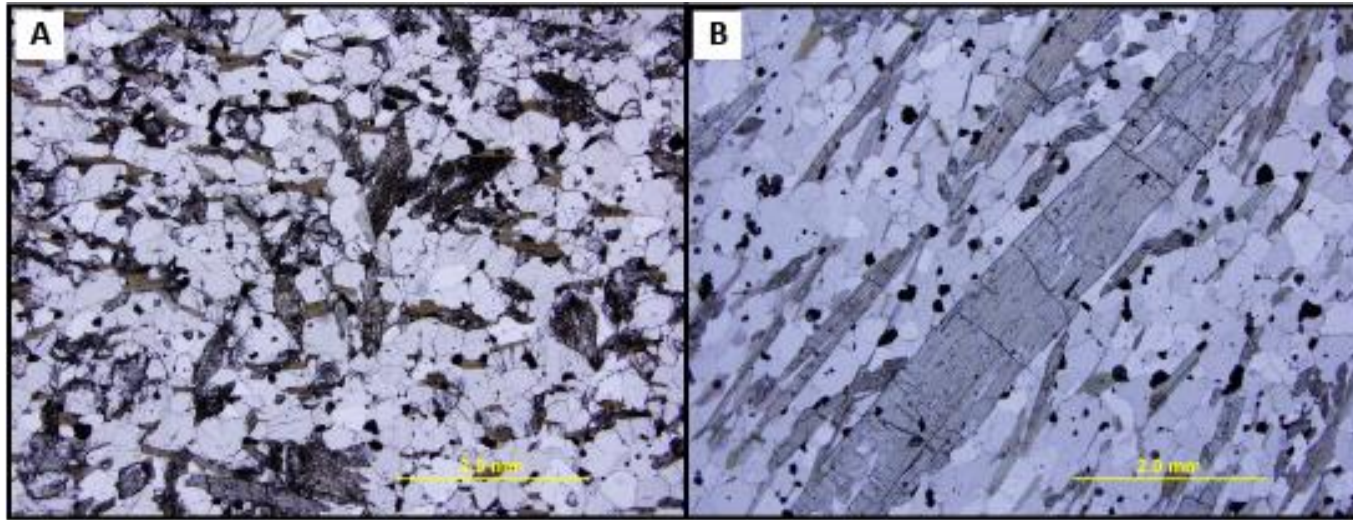


Figure 31 : A) Vue en lame mince en lumière naturelle du schiste à anthophyllite sur la section transversale à la foliation. L'échantillon montre une texture granoblastique et massive avec des grains généralement idiomorphes d'anthophyllite (échantillon 356600, lame mince CN13-RB-30A). B) Vue en lame mince en lumière naturelle du schiste à anthophyllite sur une section parallèle à la foliation principale (plan XZ) montrant une forte linéation d'étirement des cristaux d'anthophyllite (lame mince CN13-RB-30B, échantillon 356600).

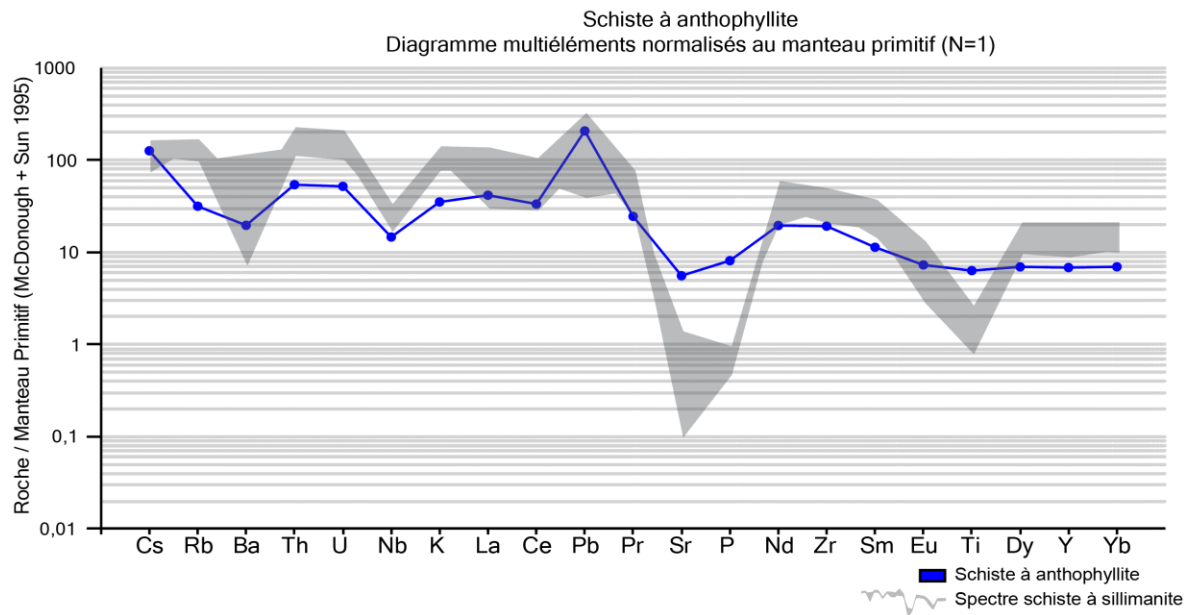


Figure 32 : Éléments traces normalisés au manteau primitif pour le schiste à anthophyllite.

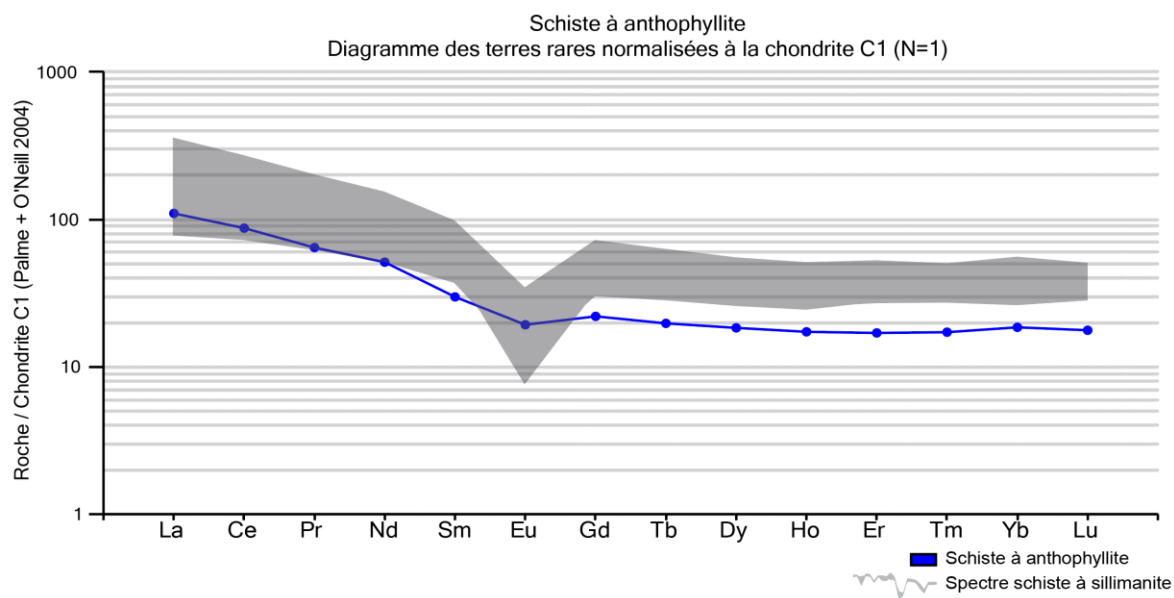


Figure 33 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 pour le schiste à anthophyllite.

2.2.6 Amphibolite

L'amphibolite est localement observée à l'échelle de la zone à l'étude, et ce, principalement dans le domaine sud. Celle-ci représente environ 15% des affleurements décrits et des lithologies exposées sur les tranchées dans ce secteur. Selon l'interprétation de la compagnie partenaire, elle pourrait correspondre aux métavolcanites mafiques. Cette unité a été caractérisée grâce à 5 échantillons collectés sur les trois tranchées du domaine sud. Deux types d'amphibolite ont été visuellement identifiés sur le terrain et grâce à l'étude pétrographique : l'amphibolite à porphyroblastes d'hornblende verte (type 1) et l'amphibolite finement grenue (type 2). La répartition des phases minérales des lames minces identifiées comme étant des amphibolites est présentée au tableau 8 et la figure 34 montre les caractéristiques typiques macroscopiques et microscopiques de cette unité.

D'une part, l'amphibolite à porphyroblastes d'hornblende verte (figures 34A et 34B) se distribue sur la partie est des tranchées TR-CN04-05 et 07 ainsi que sur certains affleurements à l'est de ces tranchées. Une couleur gris verdâtre moyen en surface altérée et fraîche avec des textures porphyroblastique, massive et homogène y sont exposées. L'unité est localement magnétique à cause de la présence de grains de magnétite. Il est difficile d'observer une foliation. Toutefois, la linéation d'étirement des porphyroblastes d'hornblende verte est fortement développée selon un ratio d'environ 1:5. En lame mince, l'amphibolite contient un assemblage minéralogique correspondant à de la hornblende verte, de la trémolite, du quartz, du plagioclase et de la biotite pour les phases minérales majeures. Les phases mineures représentent des traces de séricite et de zircon. Les porphyroblastes d'hornblende verte montrent localement de la recristallisation puisqu'en microscopie il s'agit d'amas de grains d'amphibole xénomorphes à hypidiomorphes localement caractérisés par

des points triples (texture gloméroblastique). De manière générale, le quartz montre des textures de recristallisation : texture granoblastique, points triples, extinctions roulantes. Le plagioclase, localement granoblastique avec le quartz, est peu affecté par la séricitisation. Quelques fines inclusions arrondies de zircon peuvent être observées dans les grains de biotite xénomorphes n'ayant pas d'orientation préférentielle de manière perpendiculaire à la linéation d'étirement (plan YZ).

D'autre part, l'amphibolite finement grenue (figures 34C et 34D) s'intercale entre les différentes unités de schiste décrites précédemment, et ce, en bandes métriques. Cette roche équi-granulaire est caractérisée par l'absence de porphyroblaste et elle est moins réfractaire à la déformation que l'amphibolite décrite ci-dessus. La foliation ainsi que les linéations d'étirement y sont bien développées. De manière microscopique, la granulométrie est fine et les textures reconnues sont granoblastique, homogène et équi-granulaire. La composition minéralogique est très similaire au premier type d'amphibolite. Par contre, la trémolite est absente dans la lame mince 32. Les phases minérales mineures incluent les opaques (magnétite), le zircon, la tourmaline (lame mince 39) et la séricite. La séricite est considérée comme un minéral d'altération du plagioclase et est observée en traces jusqu'à 3% sauf pour l'échantillon 39 qui expose environ 19% de séricite qui remplace le plagioclase. Le zircon se distribue en fines inclusions arrondies dans la biotite. Dans les échantillons, la biotite, de forme tabulaire, et la hornblende verte montrent une orientation préférentielle ainsi qu'une extinction continue (biotite) marquant la foliation, qui en surface, peut localement sembler absente.

D'après les analyses géochimiques, les échantillons prélevés dans les amphibolites montrent, pour le diagramme multiélémentaire normalisé au manteau primitif (figure 35,

McDonough et Sun, 1995) ainsi que pour le diagramme des terres rares normalisées à la chondrite C1 (figure 36, Palme et O'Neill, 2003), des spectres généralement similaires les uns par rapport aux autres. Des variations sont toutefois remarquées pour quelques éléments : césium (Cs), rubidium (Rb), baryum (Ba), potassium (K) et plomb (Pb). L'analyse des terres rares normalisées montre des spectres peu fractionnés avec des rapports La/Yb d'environ 5 et des abondances de terres rares légères de 50 fois la chondrite.

Selon le champ de référence, les proportions des éléments des terres rares sont plus faibles que toutes les autres lithologies décrites précédemment mais le spectre général à une forme similaire à celle des spectres des éléments des terres rares décrits précédemment. Aucune anomalie en europium (Eu) n'est observée, ce qui est en accord avec le type d'unité mafique où la présence de plagioclase est moins abondante. La géochimie ne permet pas de discriminer les deux types d'amphibolite distingués par les observations sur le terrain et en lames minces.

Tableau 8 : Répartition des phases minérales des lames minces identifiées comme une amphibolite à porphyroblastes d'hornblende verte (type 1) ou comme une amphibolite finement grenue (type 2).

Type	Lame mince CN13-RB-XX	Échantillon	Localisation Tranchée Domaine	Phases minérales majeures					Phases minérales mineures			
				Hornblende verte	Quartz	Plagioclase	Biotite	Trémolite	Séricite	Opaque	Zircon	Tourmaline
1	15	356572	05 Domaine sud	30	20	35	10	5	tr	tr		
	31	356661	07 Domaine sud	30	30	22	tr	15	tr			
	56	356486	Forage CN-07-105	2	10	45	25	13	5		tr	
	Moyenne			21	20	34	12	11	2	tr		
2	32	356663	07 Domaine sud	25	35	20	16		3	1	tr	
	36	356667	06 Domaine sud	10	40	10	15	25	tr	1	tr	
	39	356670	06 Domaine sud	40	15	10	5	10	19	1	tr	tr
	Moyenne			25	30	13	12	12	7	1	tr	tr

*Tr : Traces (pour le calcul de la moyenne une valeur de 0,1% a été considérée pour les valeurs en traces (tr))

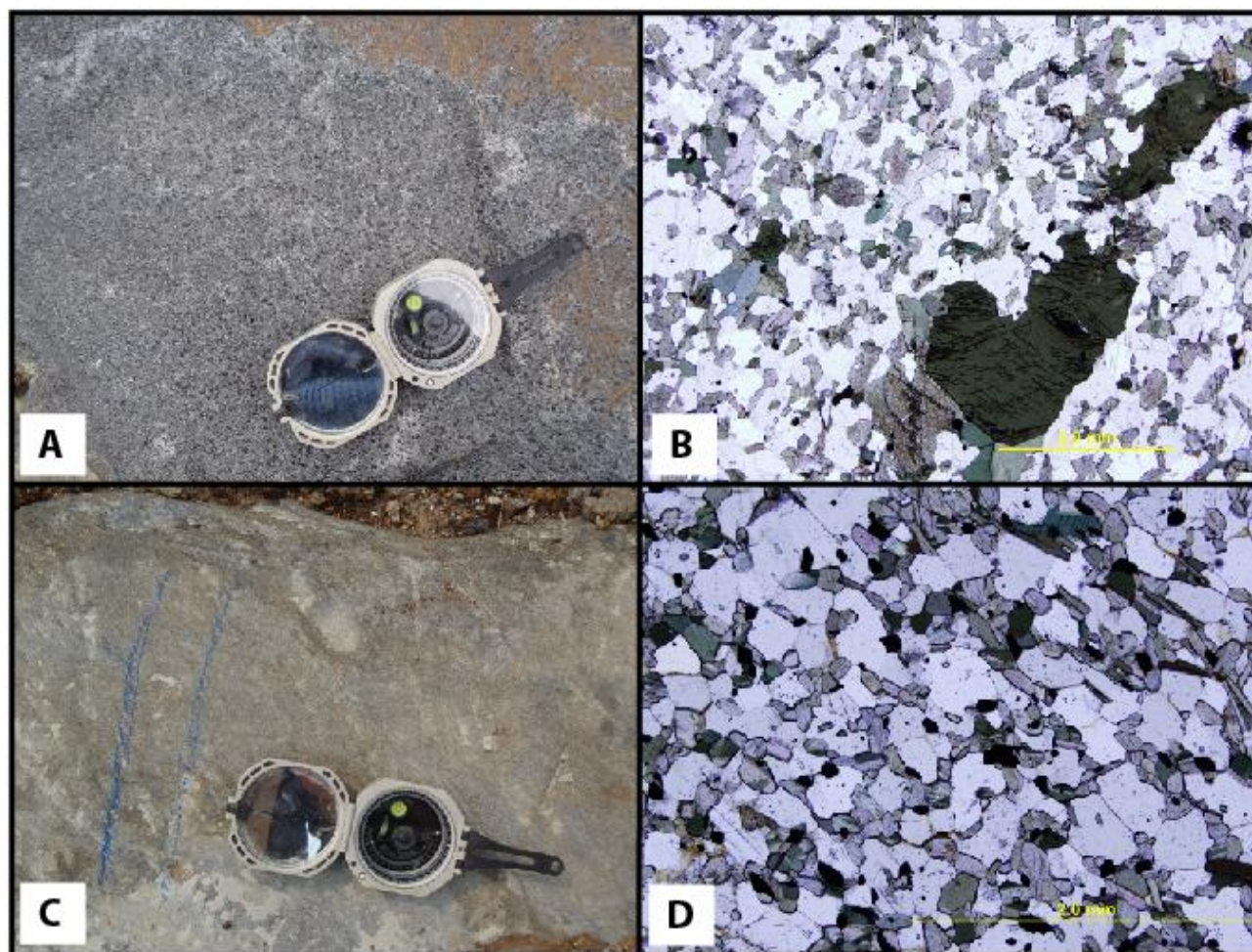


Figure 34 : A) Vue en surface de l'amphibolite avec des porphyroblastes de hornblende verte et d'aspect homogène et massif (échantillon 356661). B) Vue en lame mince en lumière naturelle de l'unité en A (échantillon 356661, lame mince CN13-RB- 031). C) Vue en surface de l'amphibolite finement grenue et montrant une légère foliation selon l'alignement préférentiel des grains de mica (échantillon 656667). D) Vue en lame mince en lumière naturelle de l'unité en C (échantillon 656667, lame mince CN13-RB-036).

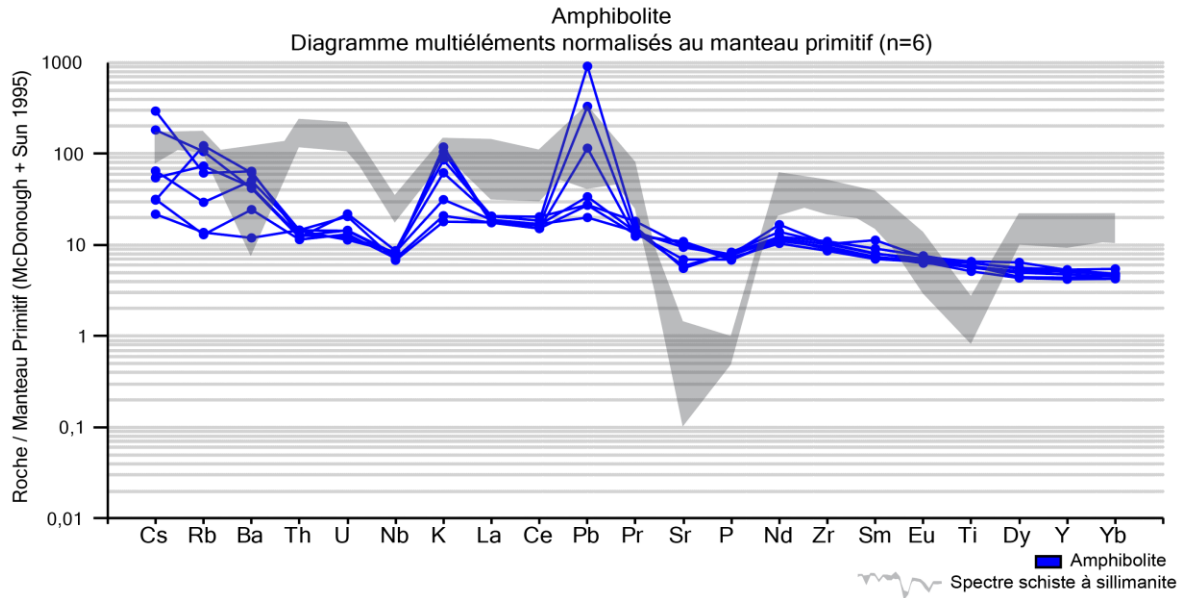


Figure 35 : Éléments traces normalisés au manteau primitif pour l'amphibolite.

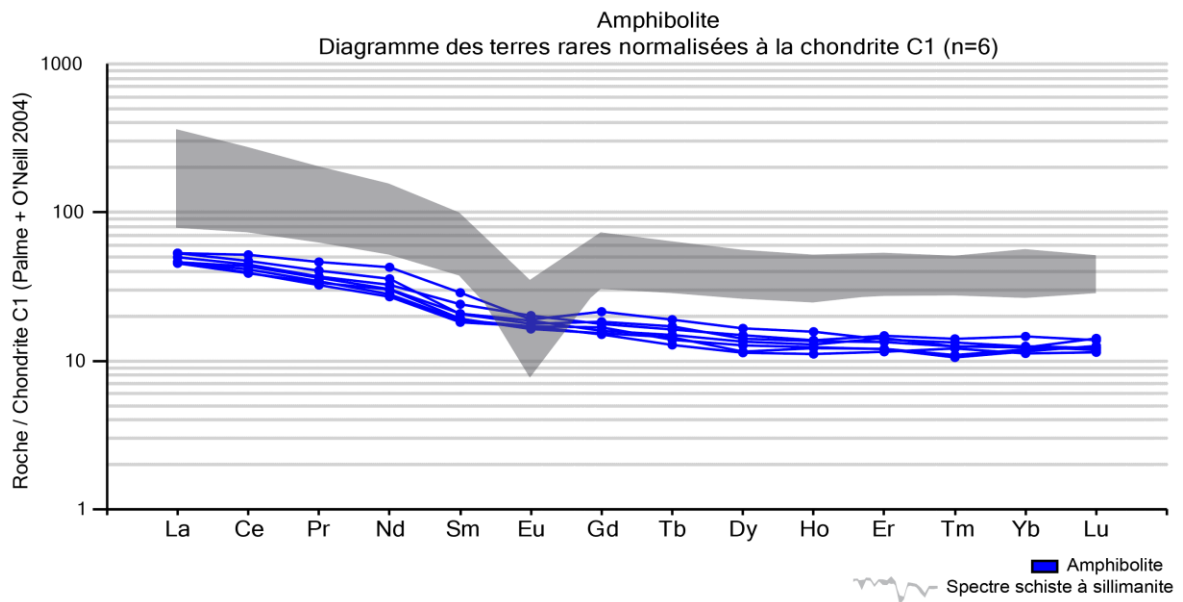


Figure 36 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 pour l'amphibolite.

2.2.7 Zone minéralisée

Au total, 4 zones minéralisées ont été échantillonnées en surface, ce qui représente 5 échantillons présentés au tableau 9.

Tableau 9 : Échantillons provenant des zones minéralisées échantillonnées à la surface.

LAME MINCE (CN13-RB-XX)	ÉCHANTILLON	LOCALISATION TRANCHÉE/DOMAINE
04	356562	07 / Domaine sud
09	356567	06 / Domaine sud
13	356570	06 / Domaine sud
16	356573	05 / Domaine sud
24	356594	04 / Domaine nord

L'échantillon de la lame mince 24 est une minéralisation de sulfures massifs correspondant à la lentille 08. En forage, la minéralisation des lentilles 08, 9-25 et 44 a été échantillonnée (domaine nord). À partir des carottes de forage, 20 lames minces polies ont été confectionnées. Les différentes phases minérales de la minéralisation et leurs distributions seront discutées au chapitre 6.

2.2.8 Autres lithologies

Certaines lithologies n'ont pas été discutées, soient le schiste à trémolite + talc et à biotite + grenat, les dykes et finalement les pegmatites. Quelques détails de ces unités seront donnés dans cette section. Elles ne représentent pas des lithologies principales comme celles décrites précédemment.

D'abord, le schiste à trémolite + talc (échantillon 356575, lame mince CN13-RB-018) a été identifié dans un seul cas sur une épaisseur d'environ 2m. L'horizon est intercalé dans un schiste à cordiérite + anthophyllite et est observé sur la tranchée TR-CN04-05. Il s'agit d'une unité dont la composition minéralogique correspond à de la trémolite (50%), du talc (40%), de la phlogopite (10%) et des traces de zircon. Des bandes riches en trémolite sont en alternance avec d'autres riches en talc, créant ainsi une organisation compositionnelle (figure 37A). Le schiste à biotite + grenat est observé sur la tranchée TR-CN04-06 (lame mince CN13-RB-76) où il forme une mince bande discontinue en contact avec le schiste à cordiérite. La composition et la texture de la roche pourrait représenter un enclave de roche sédimentaire métamorphisée et déformée.

Des unités tabulaires felsiques (figure 37B) ont été identifiées sur le terrain. Elles sont massives et ne présentent pas de déformation à la surface. Elles ont été observées dans le domaine sud sur les tranchées TR-CN04-05 (échantillon 356673, lame mince CN13-RB-42) et TR-CN04-07 (échantillon 356561, lame mince CN13-RB-03; échantillon 356563, lame mince CN13-RB-052). Elles recoupent généralement, de manière nord-sud, les lithologies hôtes. Ces roches sont communément riches en feldspath potassique (30 à 45%) (figure 38A) en plus de contenir du quartz (35 à 50%), du plagioclase (traces à 15%) et de la biotite (10 à 15%). En phases mineures, la séricite (altération du plagioclase), la chlorite et la muscovite

(altération de la biotite), les minéraux opaques et le zircon sont présents. Il est intéressant de remarquer que des traces de spinelle, visuellement identifié comme de la gahnite, ainsi que des grenats hypidiomorphes sont localement présents. Ces unités sont interprétées comme des dykes felsiques.

D'autres dykes de composition mafique (échantillon 356664, lame mince CN13-RB-33; échantillon 356559, lame CN13-RB-48) sont observables principalement sur la tranchée TR-CN04-07. Ceux-ci recoupent, de manière nord-sud, le schiste à sillimanite situé à l'ouest de la tranchée. Leur contact est caractérisé par des plissements millimétriques à décimétriques. Ces dykes sont discontinus et se referment rapidement en biseau (figure 37C). En surface, leur couleur est brun foncé à noir et leur granulométrie est grossière. Leurs compositions principales est la biotite (45 à 68%), le quartz (20 à 24%) et le plagioclase (15%). L'un des échantillons contient 10% d'anthophyllite. Les phases minérales mineures correspondent à des opaques, de la séricite et du zircon. La foliation ainsi que les linéations d'étirement y sont fortement développées.

Finalement, des dykes ou injections de pegmatite sont communs dans le secteur à l'étude. Aucun échantillon n'a été prélevé dans ces unités sauf un témoin (356557). Il est à noter que les pegmatites plus épaisses sont communément associées aux contacts entre des lithologies dominantes du secteur. De plus, des injections plissées, pouvant ressembler à des magmas produits par anatexie, sont fréquentes au nord du domaine sud et elles sont également observées près de la zone minéralisée de la tranchée TR-CN04-07 (figure 37D).

Deux lames ont été réalisées pour étudier la nature du contact entre des dykes mafiques et un schiste à sillimanite + cordiérite (CN13-RB-001) ainsi qu'une unité, non

discutée, riche en biotite mais ne présentant pas de sillimanite et de cordiérite (CN13-RB-002). Dans les deux cas, les contacts sont généralement francs et suivent la schistosité principale du secteur. La principale particularité de ces contacts est la présence de grains très grossiers de mica au sein de la lithologie mafique (figure 38B). Ces grains montrent également des évidences de déformation : extinctions roulantes et plissements des grains. Ces dykes ont donc subi les effets de la déformation et du métamorphisme au même titre que les roches hôtes.

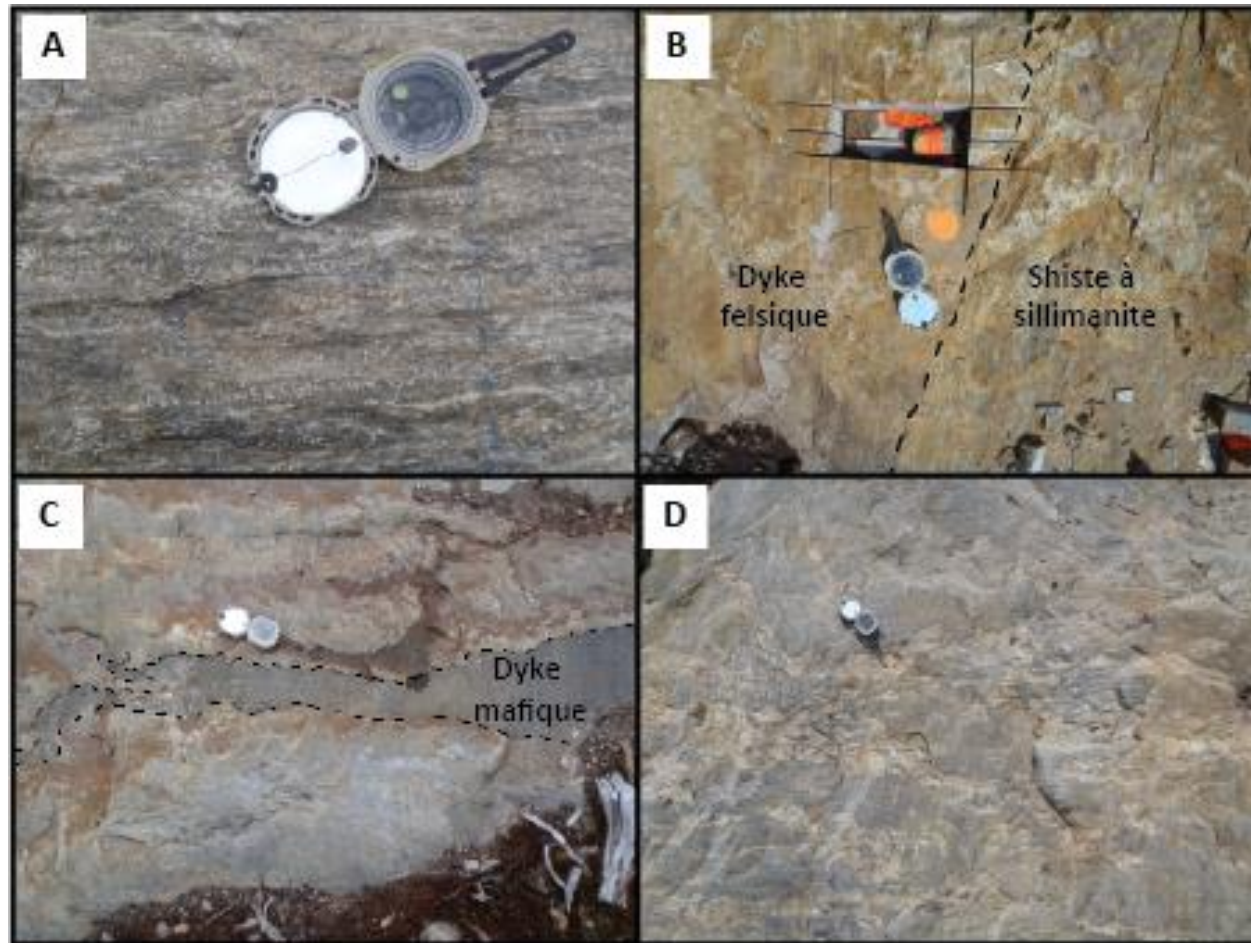


Figure 37 : A) Vue en surface sur TR-CN04-05 du schiste à trémolite+talc (éch. 356575, lame mince CN13-RB-018). B) Vue en surface sur TR-CN04-05 d'un dyke felsique d'aspect massif en contact avec un schiste à sillimanite (éch. 356673, lame mince CN13-RB-42). C) Vue en surface sur TR-CN04-07 d'un dyke mafique riche en biotite et d'orientation nord-sud. D) Vue en surface sur la partie nord-ouest de TR-CN04-07 d'injections (gris-beige clair) felsiques et pegmatitiques plissotées et discontinues mais suivant généralement la foliation principale.

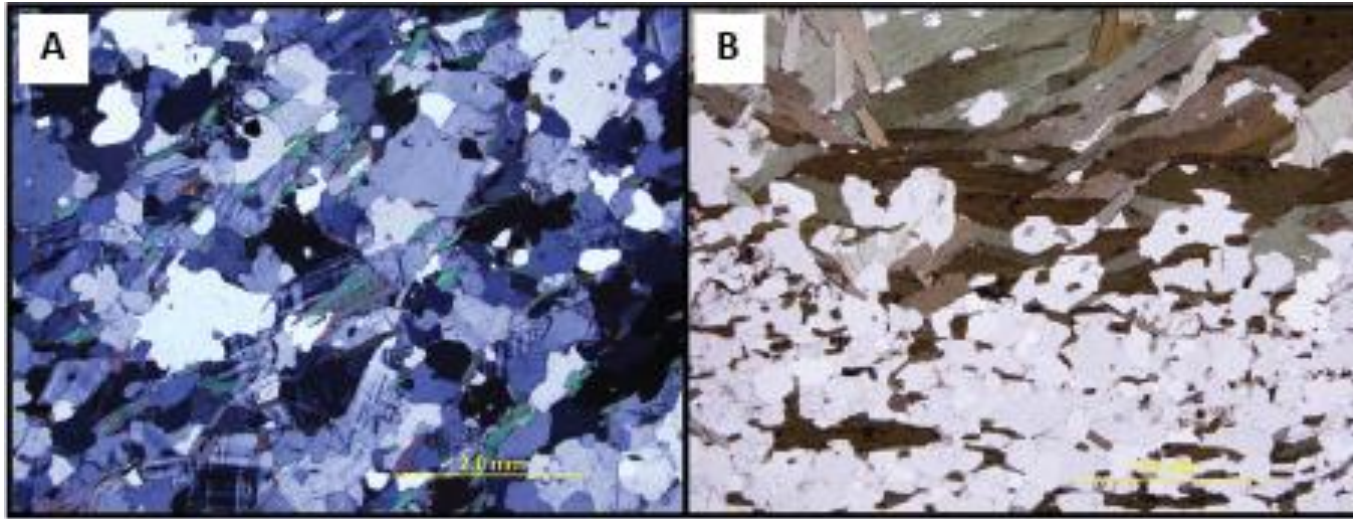


Figure 38 : A) Vue en lame mince en lumière polarisée d'un dyke felsique contenant du feldspath potassique distinguable grâce aux mâcles en jupe écossaise (éch. 356673, lame mince CN13-RB-042). B) Vue en lame mince en lumière naturelle du contact entre le schiste à sillimanite+cordiérite et un dyke mafique riche en biotite (éch. 356560, lame mince CN13-RB-002).

2.3 Synthèse et interprétation préliminaire

Ce chapitre a permis de mieux définir le contexte géologique local du secteur étudié regroupant quatre lentilles du dépôt de SMV de Coulon. Grâce à l'échantillonnage et aux levés de terrain, la description macroscopique et microscopique des différents groupes lithologiques rencontrés a pu être réalisée. Les éléments traces et les éléments des terres rares ont permis de caractériser la géochimie de chaque ensemble de roche menant à une classification des groupes lithologiques.

2.3.1 Classification des lithologies

Plusieurs diagrammes ont été réalisés afin de classer les différentes unités principales décrites dans ce chapitre : les schistes à sillimanite, à sillimanite + cordiérite, à cordiérite, à cordiérite + anthophyllite, à anthophyllite et les amphibolites. Ces faciès sont interprétés comme faisant partie d'assemblages de roches volcaniques felsiques, intermédiaires et mafiques. D'après le diagramme du titane (Ti) en fonction du zirconium (Zr) (Hallberg, 1984; MacLean et Barrett, 1993), quatre groupes distincts peuvent être identifiés. On y retrouverait ainsi deux unités de composition basaltique (*high-Ti* et *low-Ti*), une unité de composition andésitique et une unité de composition rhyolitique (figure 39). Cette classification avait déjà été proposée dans les travaux de Savard et al. (2009) qui caractérisaient l'environnement géologique du dépôt de Coulon. Ces groupes distincts peuvent appuyer l'hypothèse que le secteur à l'étude correspond en grande partie à un complexe volcanique puisqu'il existe des corrélations dans un même groupe. Trois droites distinctes peuvent être placées sur le diagramme Zr versus Ti.

- La droite établie avec les échantillons dont les ratios Zr/Ti sont les plus faibles inclut les roches ayant comme protolite une roche de composition rhyolitique.

Il existe une grande variabilité du contenu en Zr pour ces roches felsiques puisque ce groupe comprend toutes les roches felsiques de faiblement à fortement altérées. Les roches altérées par le processus d'hydrothermalisme contiendront des concentrations variables en Zr et en Ti causées par des gains et des pertes de masse, mais le ratio Zr/Ti restera constant car ces éléments sont immobiles (MacLean et Kranidiotis, 1987; MacLean et Barrett, 1993). Les échantillons présentés dans ce groupe correspondent aux schistes à sillimanite, à sillimanite + cordiérite, à cordiérite et à cordiérite + anthophyllite. Les ratios Zr/Ti similaires suggèrent que ces groupes lithologiques correspondent au même protolite. Toutefois, selon l'enrichissement ou l'appauvrissement de certains éléments causé par l'altération syngénétique, des variantes sur la minéralogie sont observées soient la présence de cordiérite et d'anthophyllite. Selon les interprétations de Savard et al. (2009), deux groupes de rhyolite avaient été identifiés. Toutefois, dans le secteur à l'étude, cette distinction n'est pas observée. Les deux raisons possibles sont que l'échantillonnage était trop restreint ou qu'il n'existe pas de différenciation de la rhyolite dans le secteur à l'étude.

- Le groupe d'échantillons associés à la droite dessinée à partir des échantillons ayant un ratio Zr/Ti moyen correspond à des roches de composition andésitique. Ces échantillons s'expriment sous la forme de schistes à anthophyllite.
- La droite déterminée avec les échantillons dont les ratios Zr/Ti sont les plus élevés inclut deux groupes de roches de composition basaltique : haute teneur

en Ti (*high-Ti*) et basse teneur en Ti (*low-Ti*). Cette discrimination avait déjà été établie dans les interprétations de la compagnie partenaire (Savard et al., 2009). Les échantillons représentés par cette droite sont les amphibolites. Les deux variantes ne peuvent pas être visuellement distinguées en macroscopie ou en microscopie. Toutefois, de manière géochimique, le basalte *high-Ti* se caractérise par des spectres de terres rares similaires aux profils des basaltes *low-Ti* avec des abondances plus élevées (figure 40, Palme et O'Neill, 2003). De plus, le comportement du plomb (Pb) expose une anomalie négative dans le diagramme multiélément normalisé au manteau primitif pour le basalte *high-Ti* (figure 41, McDonough et Sun, 1995). Deux raisons pourraient expliquer ces deux groupes : un lessivage plus important augmentant par bilan de masse la proportion des terres rares ou une source différente de magma mafique. En lame mince, les observations des échantillons d'amphibolite ont permis de discriminer deux groupes selon les textures. Par contre, les caractéristiques géochimiques entre ceux-ci sont similaires, ce qui pourrait proposer une origine commune. La différence de granulométrie et de texture pourrait correspondre à des faciès différents d'une suite co-magmatique (p.ex. volcanique vs intrusion).

La figure 42 présente les valeurs des terres rares normalisées à la chondrite C1. La chondrite C1 a été utilisée comme base comparative puisqu'il s'agit de celle ayant la composition considérée comme la plus primitive (Palme et O'Neill, 2003). Les résultats montrent une évolution magmatique et pourraient provenir d'une source de magma commune. En effet, le fractionnement du ratio des terres rares est illustré à partir des roches

felsiques (rhyolite) vers des roches intermédiaires (andésite) puis des roches mafiques (basalte). Une variation des éléments des terres rares est observée pour les roches felsiques puisqu'elles sont toutes considérées dans ce diagramme, des plus fraîches aux plus altérées (discuté au chapitre 5). Ces spectres de terres rares différenciés pourraient appuyer le fait que la zone à l'étude est caractérisée par un complexe de roches volcaniques. Il est toutefois difficile de manière géochimique de déterminer si les roches volcaniques felsiques sont des coulées massives ou des faciès volcanoclastiques. Étant donné l'effet important du métamorphisme sur la recristallisation et l'oblitération des structures primaires, peu d'évidences peuvent mener à la conclusion d'un complexe volcanique dominé par des roches volcanoclastiques. Toutefois, dans plusieurs échantillons, des arrangements compositionnels sont exposés, et ce, principalement sous forme d'alternance de bandes millimétriques à centimétriques plus riches en certaines phases minérales dont principalement la sillimanite (figure 43).

2.3.2 Affinité magmatique

Afin d'établir les caractéristiques sur l'affinité magmatique des roches du secteur à l'étude, les échantillons provenant des trois lithologies distinctes ont été classés selon les limites utilisées dans les travaux de Ross et Bédard (2009) (figure 44). Ceux-ci ont été construits selon les ratios d'éléments traces: Zr/Y , La/Yb et Th/Yb . Les roches volcaniques felsiques ainsi qu'intermédiaires ont une affinité calco-alcaline d'après ce diagramme. Les roches mafiques se distribuent de part et d'autre de la limite de l'affinité magmatique calco-alcaline et transitionnelle.

2.3.3 Fertilité des roches encaissantes

D'après l'hypothèse que les échantillons à l'étude correspondent à des roches de composition felsique et issues du volcanisme tel que discuté à la section 2.3.1, ils peuvent être comparés avec les unités rhyolitiques observées dans différents dépôts de sulfures massifs volcanogènes de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Gaboury et Pearson, 2008; Leshner et al., 1986). Les travaux ont mené à comparer le spectre des terres rares et d'éléments traces de différentes unités de roches volcaniques felsiques de la Province de Supérieur qui renferment des gîtes de SMV. Ces différentes unités ont été réparties en trois groupes majeurs selon les ratios et les abondances des éléments traces. D'après la figure 45, correspondant à une classification pour les roches volcaniques fertiles pour les dépôts de SMV (Leshner et al., 1986), les roches volcaniques felsiques de la zone à l'étude seraient incluses dans le groupe FII-FIIIa. Selon Leshner et al. (1986), les roches volcaniques felsiques faisant partie de ce groupe sont caractérisées par un spectre d'éléments des terres rares à pente douce, avec des anomalies en Eu négatives et variables, des ratios Zr/Y bas à modérés et des abondances moyennes en éléments à forte liaison atomique (HFSE) et en strontium (Sr). L'anomalie en europium vient du fait que cet élément se concentre dans le plagioclase à cause de sa charge ionique. Ainsi, la diminution de la proportion de ce minéral par lessivage lors de l'altération hydrothermale entraîne une anomalie négative en europium dans le spectre des éléments des terres rares (Genna, 2015; Gifkins et al., 2005; Rollinson, 1993). Toutefois, selon les travaux de Gaboury et Pearson (2008), les spectres des terres rares et des éléments traces associés aux roches volcaniques felsiques du secteur à l'étude appuieraient l'hypothèse que les rhyolites de Coulon seraient de type FII. Ce groupe est généralement associé à des rhyolites calco-alcalines vers transitionnelles caractérisées par un fractionnement des éléments de

terres rares dont le ratio La/Yb se situe entre 1.7 et 8.8, une moyenne abondance en HFSE, une anomalie négative modérée en Nb et variable en Eu.

Selon Lesher et al. (1986), le groupe FIII est associé à des minéralisations importantes en métaux de base et selon, Gaboury et Pearson (2008), le groupe FII peut également être fertile principalement si le fractionnement des terres rares et éléments traces est continu et si l'environnement volcanique est associé à un contexte volcanoclastique. Le dépôt de Coulon est donc dans un environnement volcanique favorable pour la mise en place de SMV. Ainsi, la classification de la fertilité des roches felsiques des ceintures archéennes peu déformées et métamorphisées à bas grade semble s'appliquer aux roches volcaniques felsiques contenues dans les petites ceintures de roches vertes archéennes métamorphisées et déformées tel que celle de Coulon.

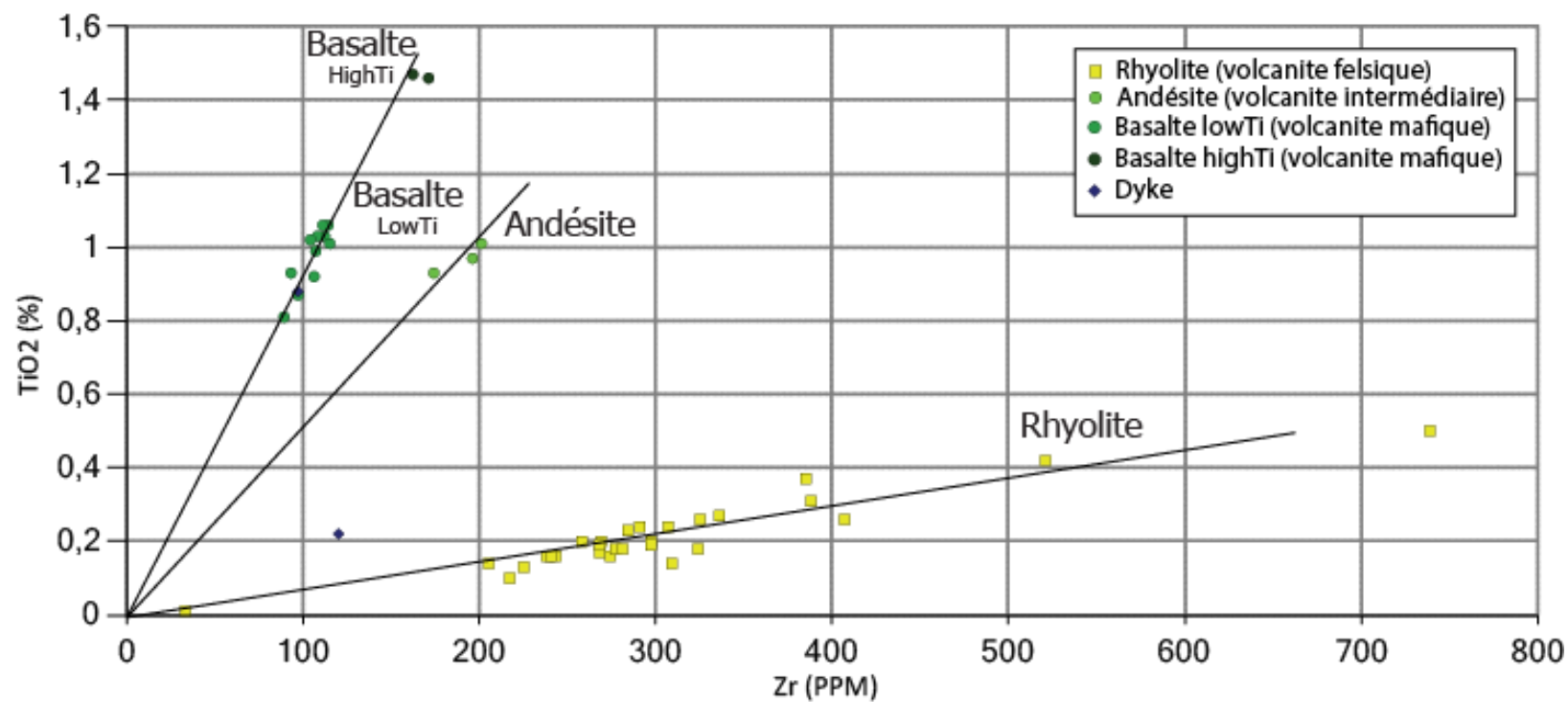


Figure 39 : Contenu en titane en fonction du zirconium des différents échantillons provenant du dépôt de Coulon (n=47). Les échantillons se corrélaient avec trois droites distinctes créant trois groupes : rhyolite, andésite et basalte (basalte LowTi et basalte HighTi) (Hallberg, 1984; MacLean et Barrett, 1993; Savard et al., 2009).

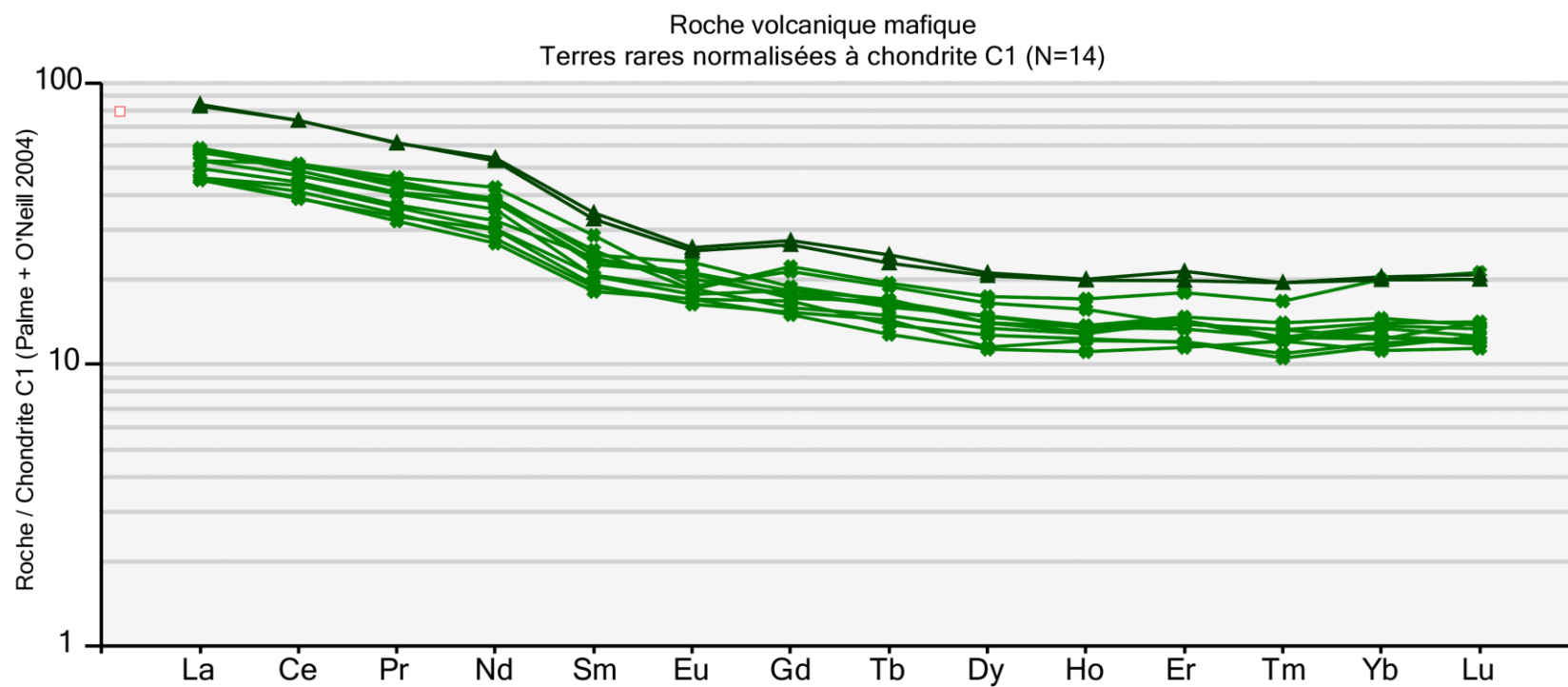


Figure 40 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 pour l'amphibolite de type 1 (*high-Ti*) et l'amphibolite de type 2 (*low-Ti*) non distinguable visuellement (n=14).

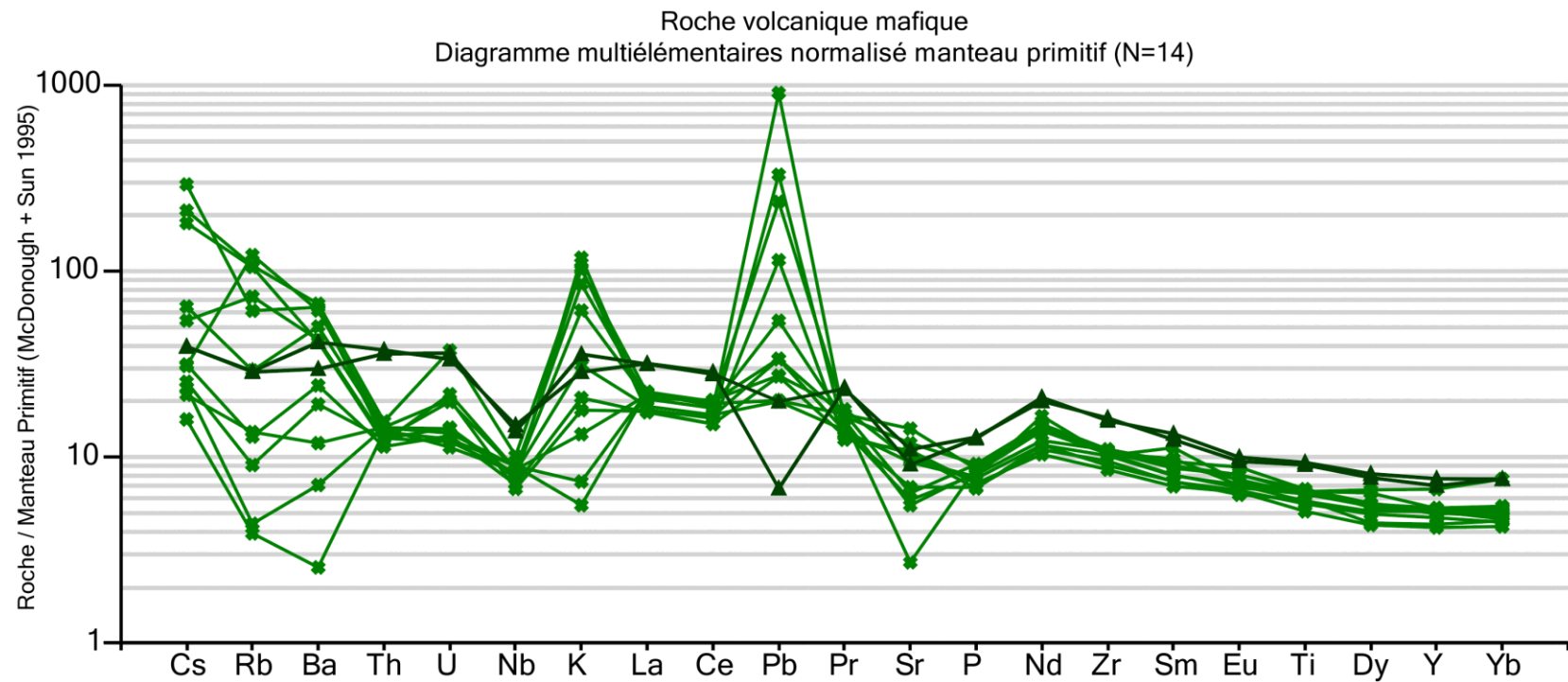


Figure 41 : Éléments traces normalisés au manteau primitif pour l'amphibolite de type 1 (*high-Ti*) et l'amphibolite de type 2 (*low-Ti*) non distinguable visuellement (n=14).

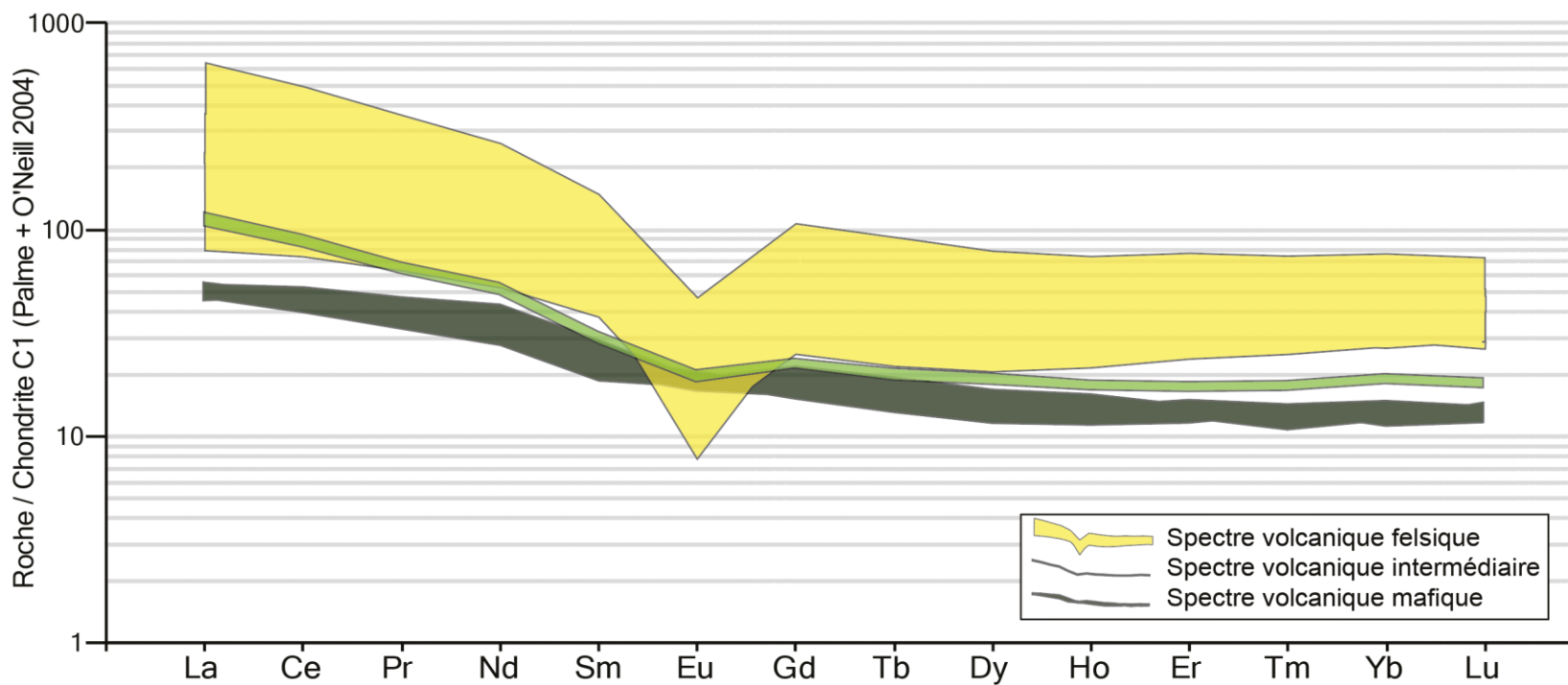


Figure 42 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 illustrant les spectres de terres rares pour les métavolcanites felsiques, les métavolcanites intermédiaires et les métavolcanites mafiques (n=46). Les trois groupes lithologiques montrent des pentes semblables mais des abondances différentes en fonction de la différenciation.



Figure 43 : Alternance de bandes de différentes compositions qui semble être le résultat d'un arrangement compositionnel primaire. La boussole pointe le nord (affleurement : CN2013RB-030).

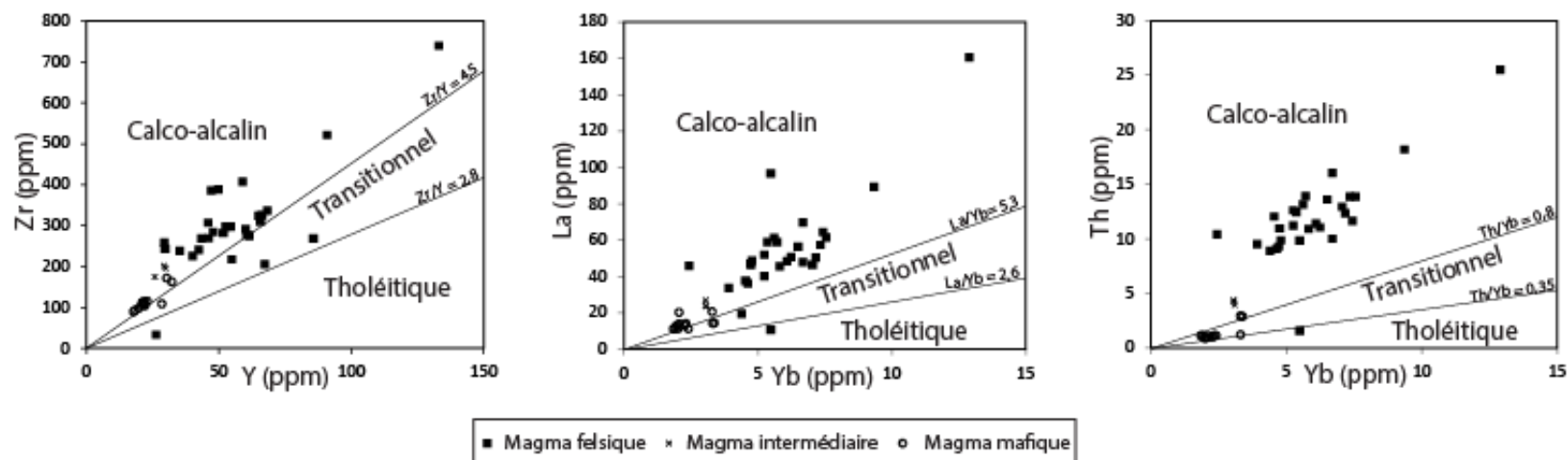


Figure 44 : Affinité magmatique des roches du secteur à l'étude en utilisant les ratios Zr/Y , La/Yb et Th/Yb . La distribution montre que les roches felsiques et intermédiaires se concentrent dans le champ d'un magma calco-alkalin et que des roches mafiques correspondent à un magma transitionnel à calco-alkalin. Les limites utilisées correspondent à celles des travaux de Ross et Bédard (2009).

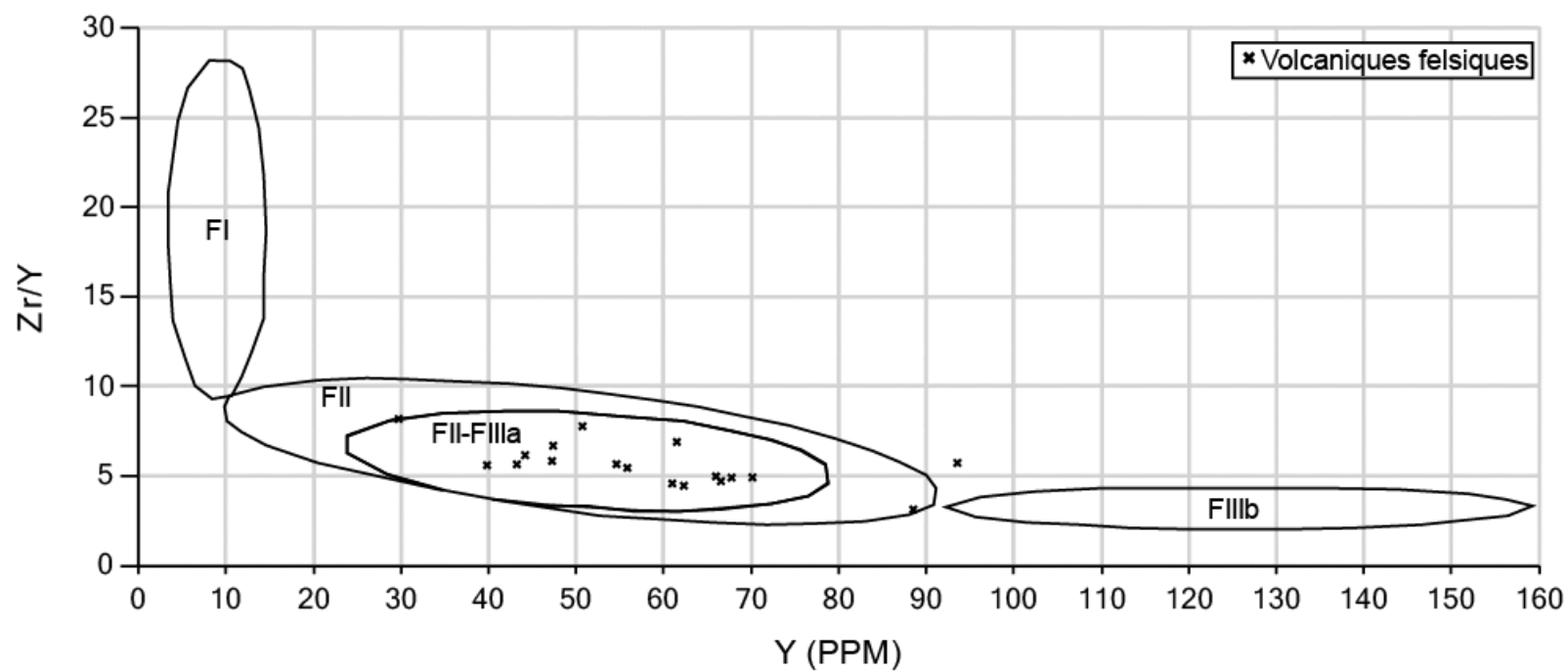


Figure 45 : Fertilité des métavolcanites felsiques selon le ratio zircon sur yttrium en fonction de l'yttrium (Leshner et al., 1986).

CHAPITRE 3

Aspects structuraux

3.1 Introduction

Un levé structural a été réalisé dans le secteur à l'étude où l'exposition des affleurements le permettait. D'une part, les affleurements du domaine sud (secteur de la lentille 16-17) ont permis de récolter plusieurs données structurales lors de l'échantillonnage et de la cartographie de ces derniers. D'autre part, les cinq tranchées considérées dans l'étude ont également permis un levé structural détaillé. Étant donné la faible quantité d'affleurements dans le domaine nord, peu d'informations concernant la géologie structurale dans ce secteur ont été recueillies. Les mesures correspondaient à :

- 1) des foliations principales (99 mesures) ;
- 2) des linéations d'étirement (18 mesures) ;
- 3) des plans axiaux (5 mesures) ;
- 4) des axes de plis (3 mesures) ;
- 5) des veines, dykes et injections (30 mesures).

Dans ce chapitre, les principaux aspects structuraux relevés sur le secteur à l'étude seront discutés.

3.2 Aspects structuraux

3.2.1 Description des fabriques

3.2.1.1 Foliation principale

La foliation principale S1 correspond à la principale fabrique planaire observée sur le terrain et dans les carottes de forage. Même si localement la fabrique prend l'aspect d'une schistosité, le grade métamorphique fait en sorte que le terme foliation est plus approprié pour le secteur. Cette fabrique correspond à l'alignement préférentiel de différentes phases minérales dont la sillimanite et la biotite. Localement, cette fabrique est parallèle à un rubanement compositionnel matérialisé par des bandes plus riches en une phase minérale distincte.

La foliation principale présente généralement de forts pendages et montre une empreinte plus forte de façon distale à la minéralisation. En effet, les unités proximales de la minéralisation ont une granulométrie grossière et ne montrent pas ou peu d'anisotropie structurale. La recristallisation métamorphique localement très intense (schiste à cordiérite + anthophyllite) oblitère les structures primaires et celles pré à syn-métamorphisme. L'orientation des foliations principales, dont les stations de prises de mesures sont présentées sur la carte de la figure 46, varie entre N320 (N140) et N070 (N250). Cette variation résulte d'une déformation postérieure ayant plissé la fabrique principale. La représentation sur stéréogramme (figure 47) montre la variabilité des orientations de S1, et ce, selon un grand cercle illustrant que les pendages sont généralement forts. Le stéréogramme semble toutefois illustrer une concentration de pôles de S1 donnant un plan moyen N201/83.

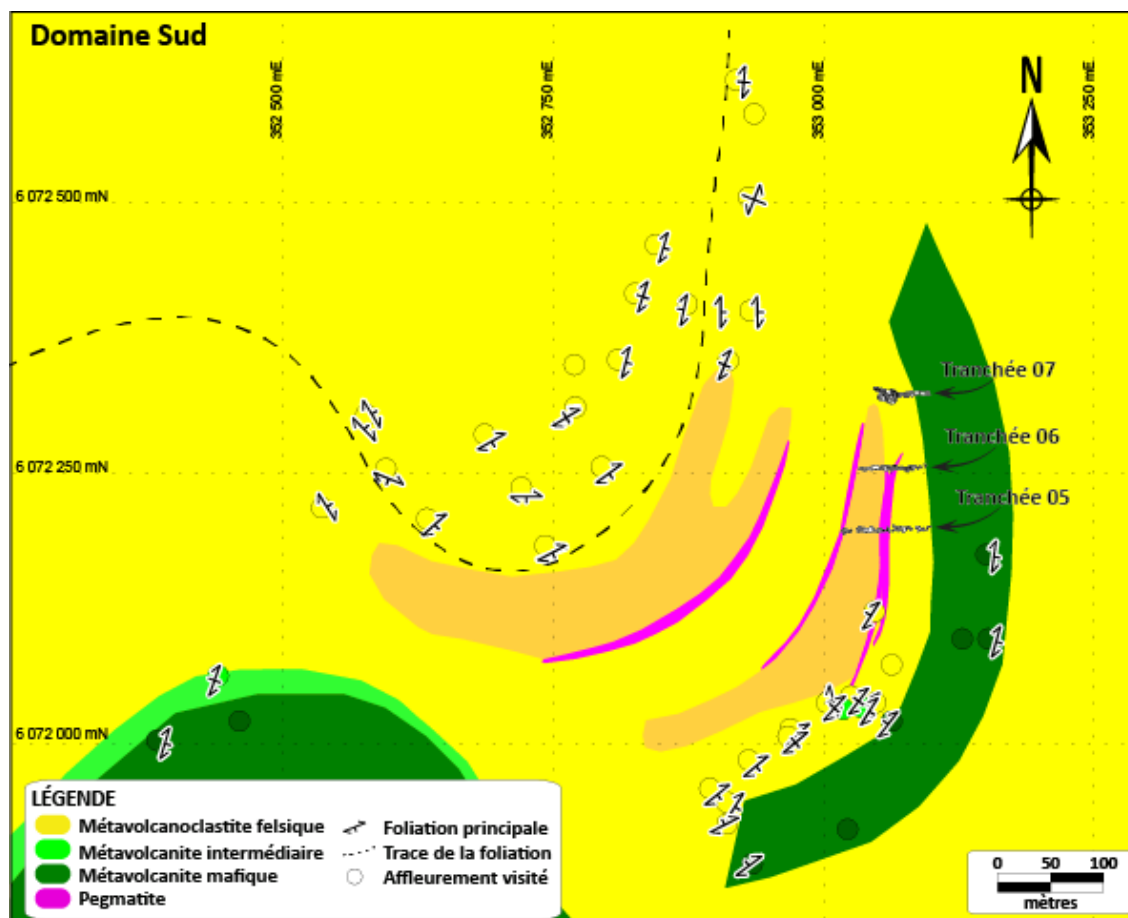


Figure 46 : Attitude de la foliation principale dans le domaine sud (lentille 16-17). La foliation principale varie de N320 (N140) à N070 (N250) et est affectée par une déformation postérieure (Modifié de l'interprétation de Mines Virginia 2012).

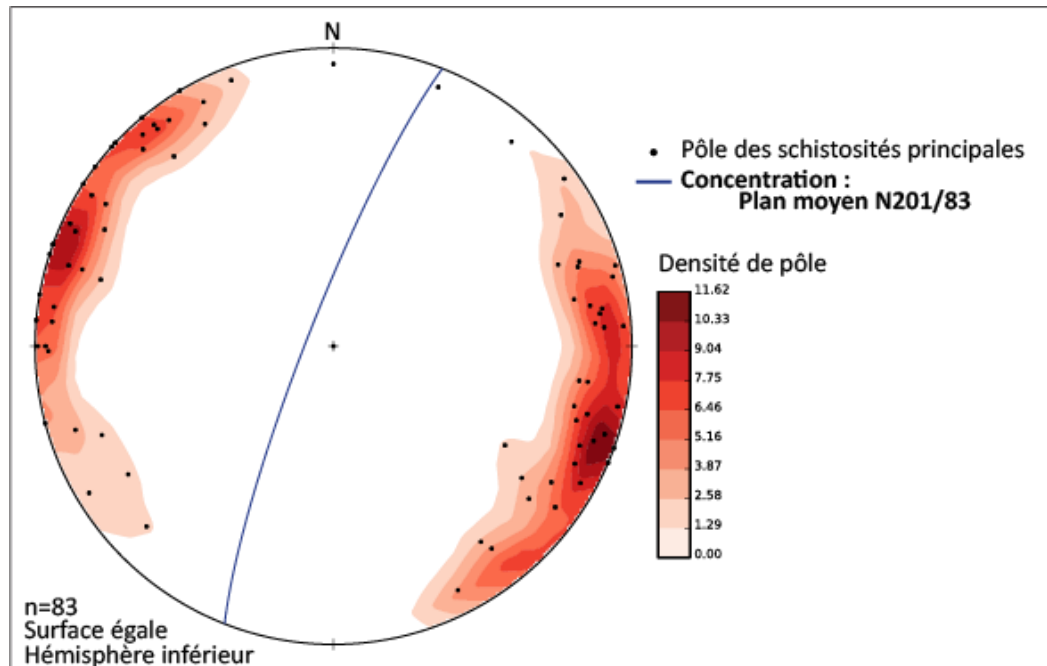


Figure 47 : Stéréogramme représentant les mesures de foliation principale (S1). Les données se distribuent selon un grand cercle montrant la variabilité des orientations de S1 et montrent un pendage abrupt. Une concentration de pôles est reconnue selon un plan moyen d'attitude N201/83.

3.2.1.2 Linéation d'étirement

Les linéations d'étirement caractérisent le domaine sud dans les unités plus distales aux horizons minéralisées dont le schiste à sillimanite et l'amphibolite. Sur les trois tranchées et les affleurements visités dans ce secteur, la linéation d'étirement abrupte montre généralement des grains peu déformés perpendiculaire à la linéation d'étirement (plan YZ) et fortement étirés parallèle à cette dernière (plan XZ), et ce, selon un ratio d'environ 1:5. Les unités contenant des porphyroblastes de sillimanite et d'hornblende verte sont les plus favorables à montrer de fortes linéations d'étirement (figure 48). La tranchée TR-CN04-07 montre bien la distribution de l'est vers l'ouest de ces structures linéaires (figure 49). Les linéations d'étirement mesurées plongent vers l'ouest et elles semblent montrer une légère rotation antihoraire de l'est vers l'ouest. Cette variation est concordante avec la schistosité dont le plan est généralement perpendiculaire avec les linéations d'étirement. Selon le

stéréogramme, les mesures se regroupent selon une linéation moyenne de N280/80 (figure 50). Dans le domaine nord, la recrystallisation métamorphique est intense et elle oblitère partiellement les effets de la déformation.

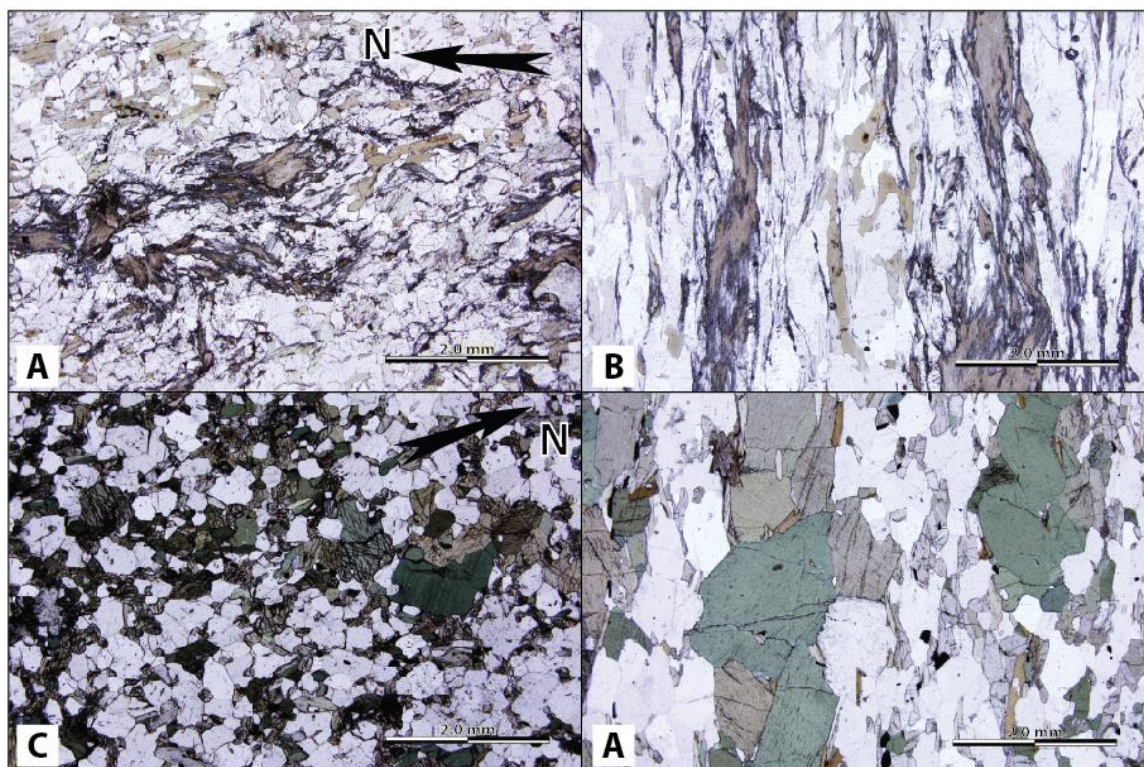


Figure 48 : A) Vue en lumière naturelle du schiste à sillimanite observé sur TR-CN04-07. La lame mince est perpendiculaire à la linéation d'étirement. La foliation principale est d'orientation N340/75 (lame mince CN13-RB-047). B : Vue en lumière naturelle du schiste à sillimanite à porphyroblastes de sillimanite selon une coupe parallèle à la linéation d'étirement (TR-CN04-07, lame mince CN13-RB-047). C) Vue en lumière naturelle de l'amphibolite à porphyroblastes d'hornblende verte selon une coupe perpendiculaire à la linéation d'étirement (TR-CN04-05, lame mince CN13-RB-015). D) Vue en lumière naturelle de l'amphibolite à porphyroblastes d'hornblende verte selon une coupe parallèle à la linéation d'étirement (TR-CN04-05, lame mince CN13-RB-015).

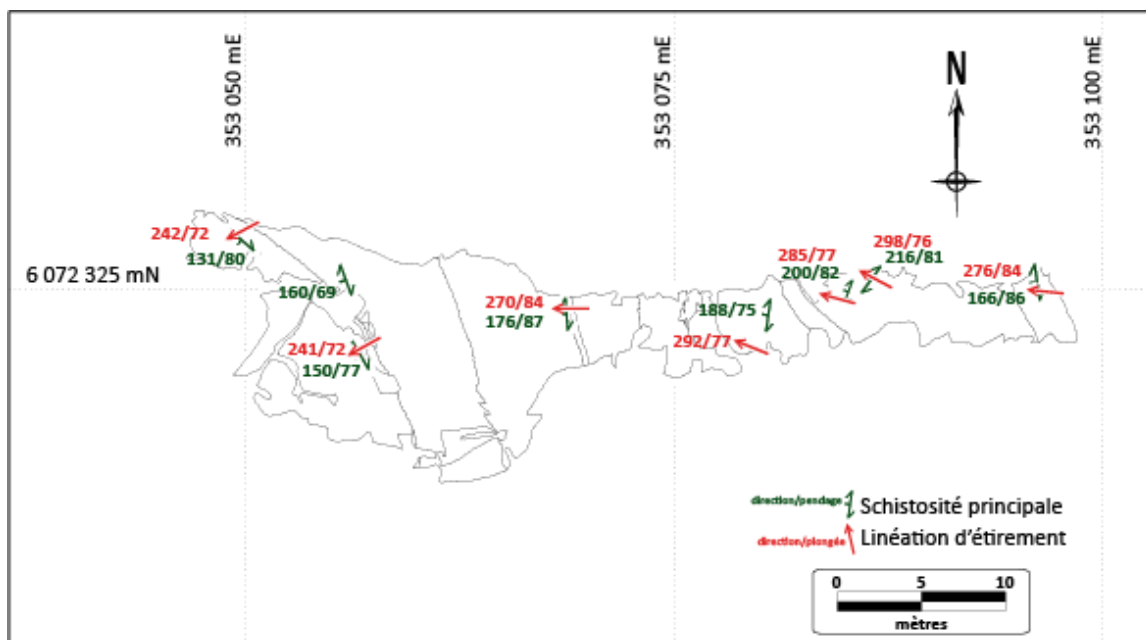


Figure 49 : Contour de la tranchée TR-CN04-07 avec la distribution des linéations d'étirement, en rouge, et des foliations principales associées, en vert. Les mesures de linéations d'étirement ainsi que de foliations principales montrent que les fabriques subissent une faible rotation antihoraire de l'est vers l'ouest.

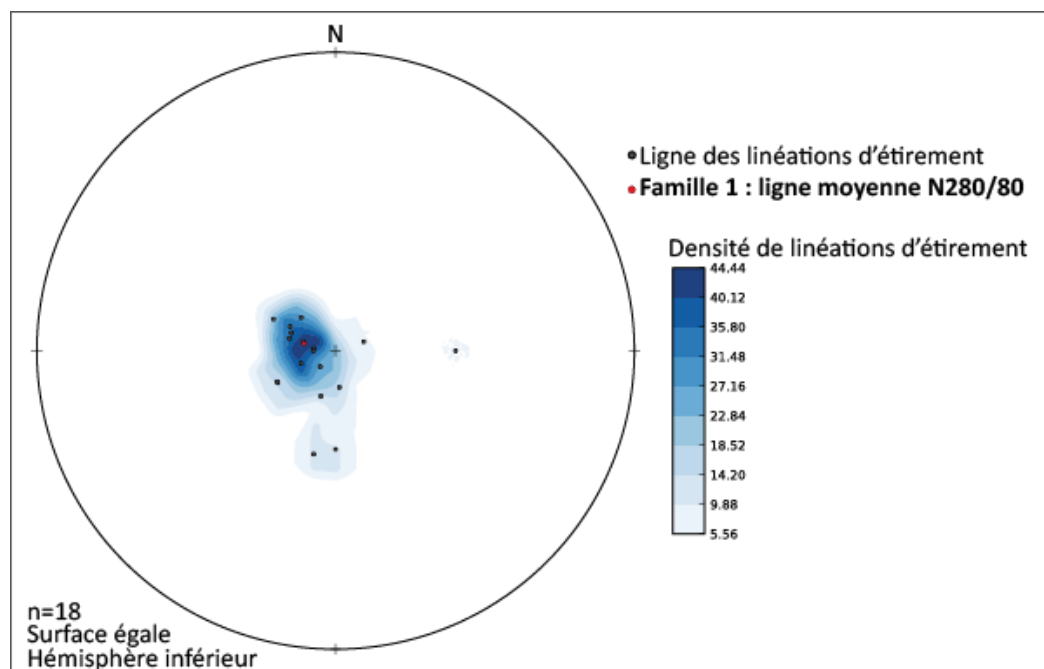


Figure 50 : Stéréogramme représentant les mesures de linéations d'étirement prises dans le domaine sud. Les données se concentrent en une seule famille avec une plongée moyenne de 80 degrés vers une orientation moyenne à N280.

3.2.1.3 Plis de plan axial N-S

Dans le domaine nord, la fabrique S1 est orientée nord/sud tandis que celle-ci a une tendance nord-ouest/sud-est dans le domaine sud. Cette variation est le résultat d'un plissement P2 principalement interprété dans le domaine sud puisque la quantité de mesures structurales recueillies pour l'étude le permettait. Ces plis P2 d'échelle locale puis sectorielle affectent la foliation S1 et possèdent un plan axial d'orientation N350. Sur le stéréogramme de la figure 47, ce secteur montre les pôles des mesures de S1 distribués selon un grand cercle subhorizontal, ce qui correspond à un axe de plissement P2 sub-vertical.

En plus du plissement P2 caractérisant le secteur d'étude, certains petits plis peuvent être interprétés sur le terrain même si peu d'informations ont été recueillies étant donné l'exposition limitée de ces structures. Certains sont parasites au grand pli décrit plus haut tandis que d'autres peuvent aider à l'interprétation des structures régionales. Les quelques mesures de plans axiaux ont été intégrées à un stéréogramme et se concentrent selon une tendance N337/83 (figure 51). La figure 52 montre l'affleurement CN2013RB-030 situé dans le domaine sud et exposant des plis superposés métriques qui affectent la fabrique S1. Le plan axial du plissement (P2), tracé sur la figure avec une ligne pointillée orange, illustre une orientation N050 environ sub-v verticale. Ce pli est affecté par un plissement de troisième génération (P3) dont le plan axial, représenté avec une ligne noire pleine, montre une orientation nord-sud (N010-N015) et sub-v verticale. Avec la faible densité d'affleurements disponibles dans le secteur, il est difficile d'affirmer avec certitude que cet affleurement est représentatif à l'échelle régionale. Par contre, si tel était le cas, les observations sur le terrain proposent que le grand pli N350 décrit précédemment serait associé à une phase postérieure (P3) qui reprend des plis P2 qui eux affectent la fabrique S1.

En microscopie, des plissements sont visibles localement. L'échantillon 356578 (lame mince 20), pris dans le domaine sud de manière distale à la minéralisation, montre des petites bandes plissées riches en sillimanite (figure 53). Deux plans axiaux principaux sont associés à ces micro-plissements soient N095 et N110. Ces plans correspondent environ à ceux interprétés à plus grande échelle d'après la compilation des foliations du domaine sud. Il s'agit d'une réplique du pli hectométrique interprété à partir de la foliation principale. Ces plis sont caractérisés comme étant isopaques, c'est-à-dire qu'il y a conservation de l'épaisseur des couches et, pour accommoder la contraction, des failles et/ou des fentes de traction peuvent être entre autres créées. Ces structures n'accommodent pas de grande quantité de raccourcissement. Ce style de pli possède des plans axiaux légèrement variables comme ceux observés en lame mince (Davis et al., 2011; Fossen, 2016). Les plis étant ouverts, un raccourcissement relativement faible est déduit et explique probablement le fait qu'aucune fabrique planaire secondaire de plan axial n'ait été observée sur le terrain ni en lame mince.

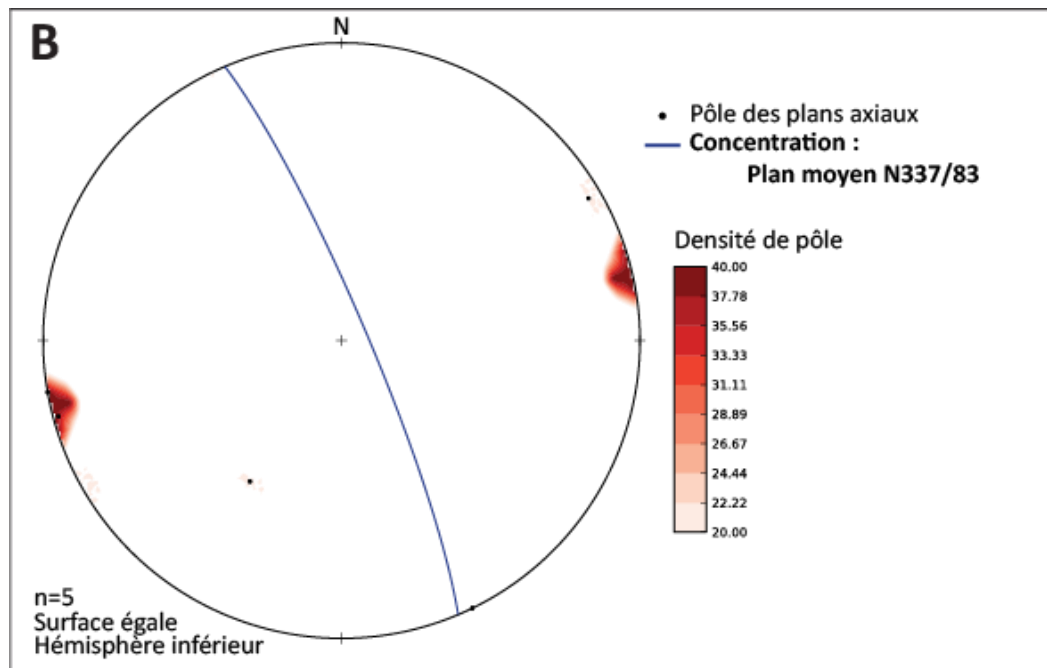


Figure 51 : Stéréogramme exposant les quelques mesures de plans axiaux prises sur le terrain. Celles-ci se concentrent selon une tendance N337/83.

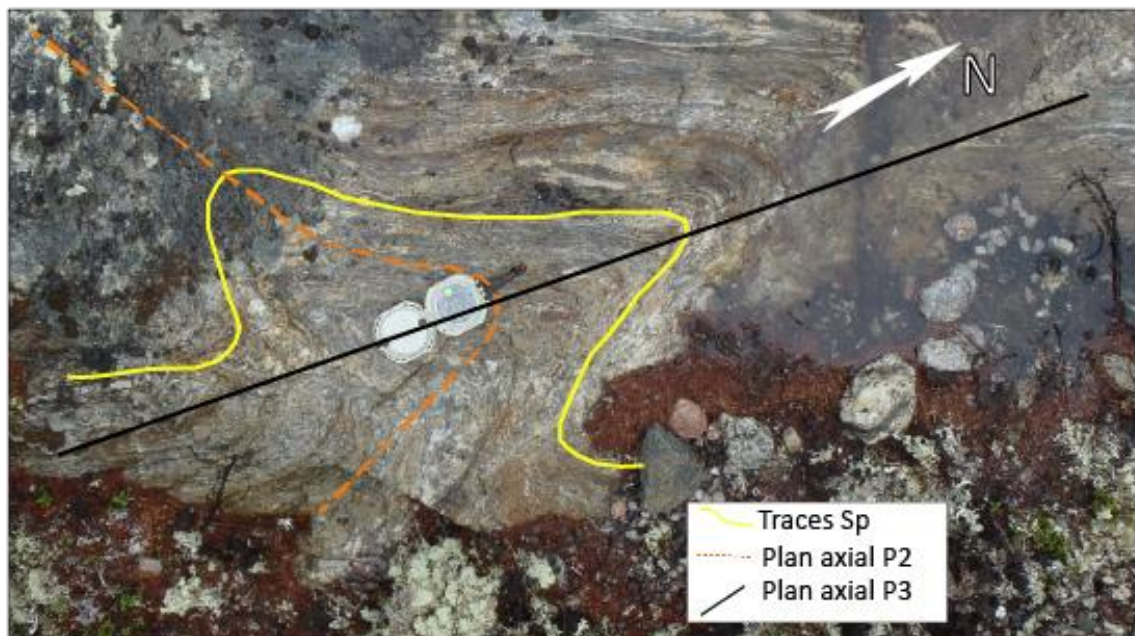


Figure 52 : Affleurement CN2013RB-030 montrant un plissement métrique ayant subi deux épisodes de plissement dont le premier est caractérisé par une trace axiale montrée par la ligne en pointillée orange et le deuxième ayant comme trace axiale la ligne pleine noire.

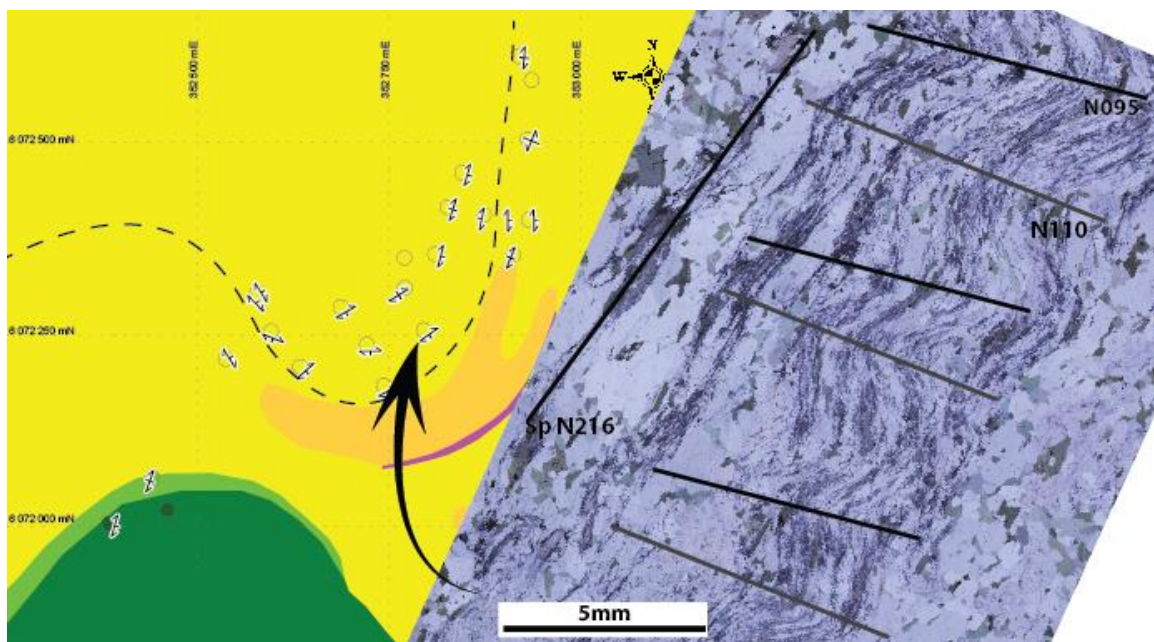


Figure 53 : Localisation de la lame mince CN13-RB-20A (éch. 356578) montrant des micro-plissements. La foliation principale de l'échantillon concorde avec celle du secteur. Par contre, cette structure est affectée par un plissement isopaque dont l'attitude des traces axiales montre deux directions soient N095 et N110.

3.2.1.4 Veines et dykes

Les lithologies du secteur à l'étude sont localement recoupées par des veines de quartz, des injections pegmatitiques et des dykes felsiques ou mafiques. Ces structures sont probablement aussi communes dans le domaine sud que dans le domaine nord (selon l'observation des forages). Par contre, la faible exposition des affleurements n'a permis de faire que deux observations de veines/veinules. Les mesures relevées sur le terrain correspondent à des veines ou veinules majoritairement composées de quartz. Ces structures sont habituellement associées à des injections ou dykes de pegmatite souvent près des zones minéralisées. Les textures boudinées et plissées des veines/veinules et des injections montrent que ces structures ont été affectées par la déformation. Certaines injections incluent des enclaves de l'encaissant folié impliquant que celles-ci sont syn-déformation ou tardi-déformation (figure 54). Sur le stéréogramme (figure 55), ces structures semblent suivre la

tendance générale de la foliation principale. Deux groupes ressortent avec des attitudes à N183/84 et N217/84.

Les dykes mafiques, principalement observés sur la tranchée TR-CN04-07, sont riches en phyllosilicates et montrent une foliation très bien développée selon la foliation principale. De plus, leurs bordures sont caractérisées par des petits plissements en « S ». Les dykes felsiques s'injectent de manière à suivre la schistosité principale souvent au contact entre deux lithologies distinctes. Ces dykes sont massifs, homogènes et ils ne montrent pas d'évidence de déformation. La faiblesse structurale développée au contact de deux unités pourrait expliquer la mise en place de ces dykes ainsi que leur concordance avec la foliation principale sans y être associée.

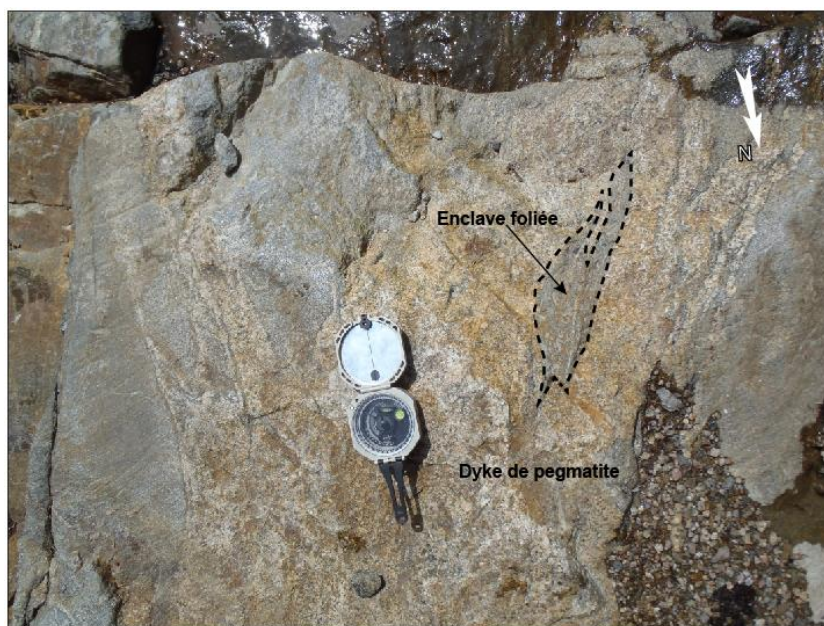


Figure 54 : Enclave foliée incorporée dans un dyke pegmatitique observé sur la tranchée TR-CN04-07.

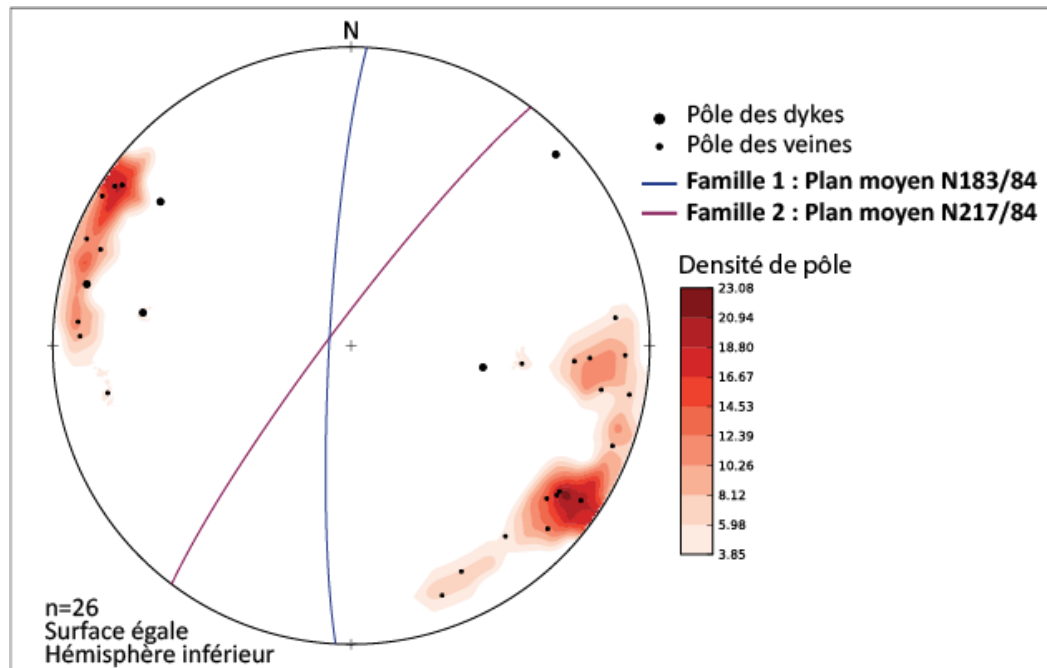


Figure 55 : Stéréogramme représentant les mesures prises dans le domaine sud des dykes et des veines. La tendance de ces structures semblent suivent celles de la foliation principale et semble dessiner deux familles avec une attitude de N183/84 et N217/84.

3.3 Synthèse et interprétation préliminaire

Ce chapitre a permis de mieux définir le contexte structural du secteur à l'étude même si la quantité d'affleurements était faible rendant difficile la réalisation d'un levé structural représentatif. La plupart des mesures ont été relevées dans le domaine sud. Ce chapitre a établi les caractéristiques des possibles phases de déformation ayant affectées le secteur. Étant donné l'intensité du métamorphisme, des déformations antérieures ont pu s'être produites ne laissant pas ou peu de structures à cause d'une faible intensité de déformation ou d'une oblitération complète de celles-ci par les phases subséquentes. Selon l'interprétation des données recueillies, trois principales phases de déformation peuvent être discutées.

La foliation principale du secteur représente le résultat de la déformation D1. Cet évènement semble être une phase majeure dans le secteur selon l'empreinte qu'elle a laissée.

Cette fabrique, principalement observée sur le terrain, aurait ensuite été déformée par deux autres phases de plus faible envergure. Les effets de la déformation D3 ont été observés seulement sur l’affleurement CN2013RB-030 où la foliation principale est plissée par une déformation D2 créant des plis P2 replissés par une déformation D3. Ce dernier évènement engendre des plis P3 ayant une trace axiale nord-sud et sub-verticale similaire à la tendance de S1. Ces plis sont caractérisés comme étant isopaques et la déformation y étant associée, tout comme la déformation D2, ne montre pas ou peu d’empreintes à l’échelle d’un affleurement. Par conséquent, la fabrique principale enregistrée lors de D1 a conservé son intensité. Ce fait est possiblement expliqué par des évènements postérieurs de déformation d’intensité plus faible.

CHAPITRE 4

Caractérisation des minéraux et des conditions du métamorphisme

4.1 Introduction

Le processus d'hydrothermalisme est une caractéristique importante pour les dépôts de SMV étant donné que l'altération qui en est le résultat permet d'établir des bases pour l'exploration et la découverte de ces types de minéralisation. Ce phénomène cause une zonalité variable selon la température du système et l'intensité de ce dernier (Galley et al., 2007; Gifkins et al., 2005). Le métamorphisme affecte toutefois cette altération syngénétique de manière à respecter la zonalité initiale, en recristallisant des phases minérales stables à plus hautes températures. Dans le secteur à l'étude, l'intensité de l'altération et la zonalité peuvent être constatées à l'échelle d'une tranchée (p. ex. tranchée 04, domaine nord). L'altération rend le secteur plus sensible aux effets du métamorphisme, ce qui favorise la recristallisation. Ces zones exposent ainsi des méga-cristaux sans orientation préférentielle. Ce chapitre traitera des minéraux et des conditions du métamorphisme. Également, l'analyse de certains minéraux permettra de suggérer des pressions et températures de métamorphisme à partir de géothermomètres.

4.2 Minéraux d'altération et du métamorphisme et leur signature chimique

Étant altéré et fortement affecté par le métamorphisme, il est important de bien établir les caractéristiques des minéraux issus de l'altération et du métamorphisme du secteur à l'étude. Pour les besoins de l'étude, 107 analyses à la microsonde électronique ont été réalisées sur les minéraux associés à l'altération et au métamorphisme, et ce, pour 12 lames

minces polies. Cette section permettra de caractériser la chimie des phases minérales majeures et mineures observées dans les échantillons récoltés sur le terrain et en forage puis établira des relations spatiales et lithologiques à partir des résultats obtenus.

4.2.1 Amphibole

Plusieurs analyses ont été réalisées sur différents types d'amphibole. Au total, 33 analyses sur 27 grains d'amphibole ont été effectuées par microsonde électronique. Cet exercice a permis d'établir les caractéristiques de ces phases minérales ainsi que de les identifier adéquatement. Grâce aux valeurs obtenues, deux diagrammes ont pu être construits (figures 56 et 57)

La classification des amphiboles orthorhombiques des échantillons de roches felsiques et intermédiaires est présentée à la figure 56 (Leake, 1978; Leake et al., 1997; Leake et al., 2004). Trois groupes d'amphibole orthorhombique sont déterminés selon les résultats de la microsonde. Le ratio $Mg/Fe+Mg$ en fonction de la silice indique que le domaine sud est caractérisé par des amphiboles orthorhombiques d'une composition anthophyllite concentrées près du pôle extrême magnésio-anthophyllite. Par contre, le domaine nord est dominé par la gédrite, une amphibole orthorhombique contenant de l'aluminium, dont le ratio $Mg/Fe+Mg$ est plus faible que dans le domaine sud. Les amphiboles d'un échantillon de métavolcanite intermédiaire prélevé dans un forage ont été analysées et donnent une composition incluse dans le champ de la gédrite mais avec des valeurs en magnésium plus élevées que celles des métavolcanites felsiques.

Les analyses des amphiboles contenues dans les métavolcanites mafiques du domaine sud ont également été classées selon le ratio $Mg/Fe+Mg$ en fonction de la silice d'après la

classification des amphiboles calciques (Leake, 1978; Leake et al., 1997; Leake et al., 2004) (figure 57). Les résultats obtenus classent les grains en deux groupes distincts de composition magnésio-hornblende et actinolite. Le ratio $Mg/(Fe+Mg)$ est moyen plaçant les deux types d'amphibole près de la limite avec les classes plus riches en fer.

Au total, cinq grains ont été analysés au cœur et à la bordure afin de vérifier s'il existait une zonalité compositionnelle dans un même grain. Les compositions varient pour un même grain mais une tendance générale ne peut pas être établie.

4.2.2 Biotite

La biotite et la muscovite distribuées dans les roches ont permis respectivement 15 et 3 analyses sur des grains distincts. D'une part, les valeurs des biotites ont été placées dans un diagramme $Mg/(Fe+Mg)$ en fonction de l'aluminium. Trois groupes compositionnels sont observés sur la figure 58. Ceux-ci concordent avec les différentes lithologies soient les métavolcanites felsiques, intermédiaires et mafiques. Le ratio $Mg/(Fe+Mg)$ reste similaire. Toutefois, des valeurs plus élevées en aluminium caractérisent les biotites provenant des roches mafiques et intermédiaires par rapport à celles analysées dans les unités felsiques. Les roches intermédiaires contiennent des biotites ayant une composition légèrement plus magnésienne que les biotites des roches mafiques. D'autre part, la muscovite, analysée dans le schiste à sillimanite pour les trois cas et associée à la biotite, montre des valeurs plus élevées en silice et en aluminium tandis que celles en titane, en potassium, en magnésium et en fer sont plus faibles que pour les analyses des biotites.

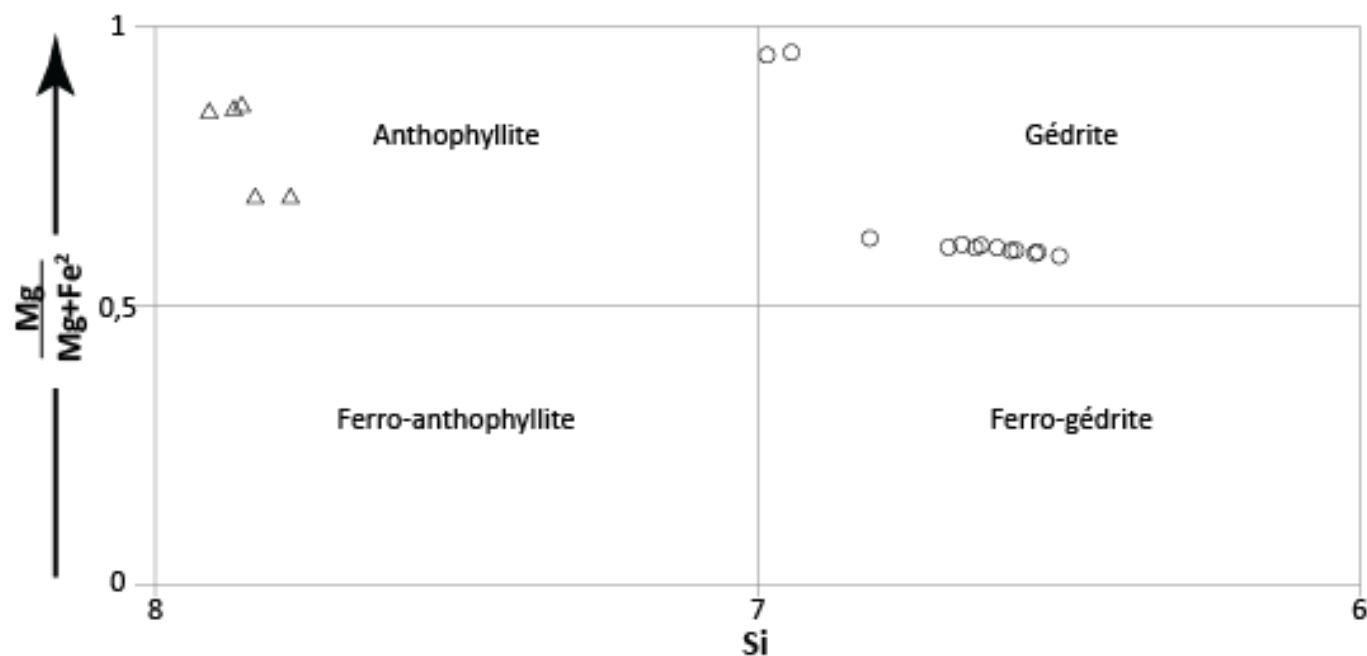


Figure 56 : Classification des amphiboles orthorhombiques selon leur contenu en magnésium, fer et silice (Leake, 1978; Leake et al., 1997; Leake et al., 2004). Les analyses du domaine sud, représentées par les triangles, se classent comme des amphiboles de type anthophyllite.

Les cercles correspondent aux analyses du domaine nord. Celles-ci sont distribuées à l'intérieur du champ gédrite selon deux groupes distincts. Celui se situant dans le centre inférieur du champ correspond à des échantillons de métavolcanites felsiques altérées. Le groupe observé dans le coin supérieur gauche du champ représente des amphiboles orthorhombiques analysées dans une métavolcanite intermédiaire.

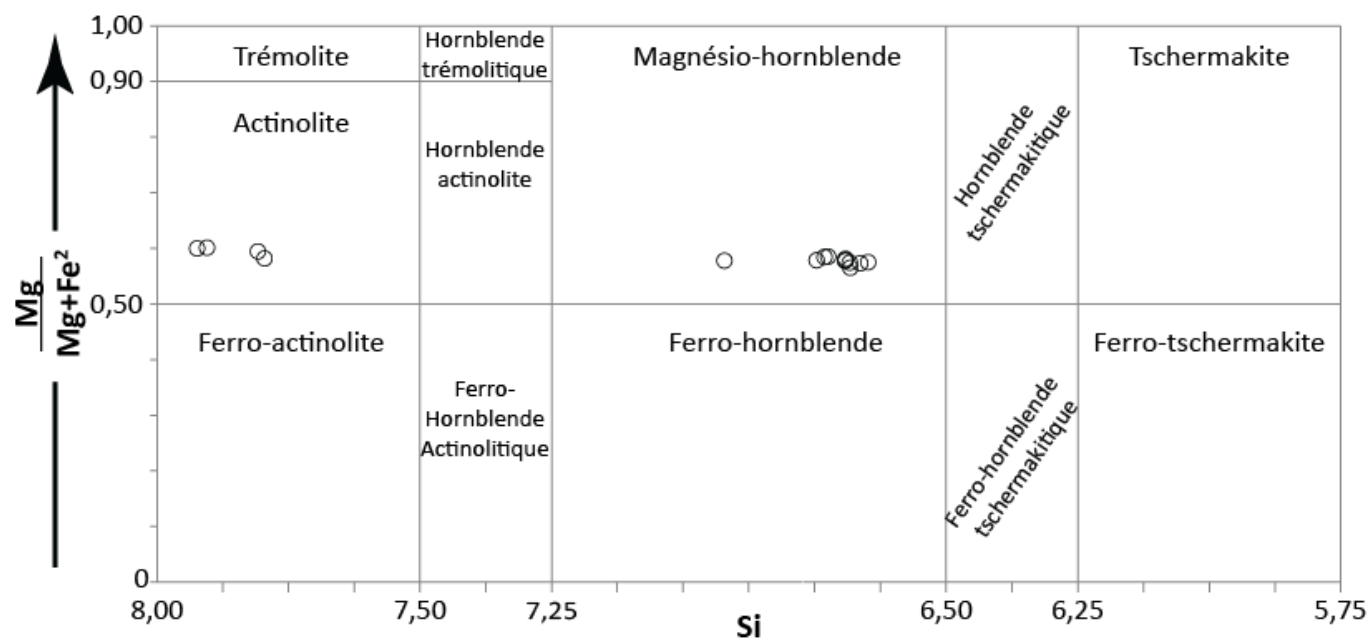


Figure 57 : Classification des amphiboles calciques selon leur contenu en magnésium, fer et silice (Leake, 1978; Leake et al., 1997; Leake et al., 2004). Les analyses ont été réalisées sur une même unité de métavolcanite mafique située dans le domaine sud. Les grains analysés se retrouvent dans les champs actinolite et magnésio-hornblende.

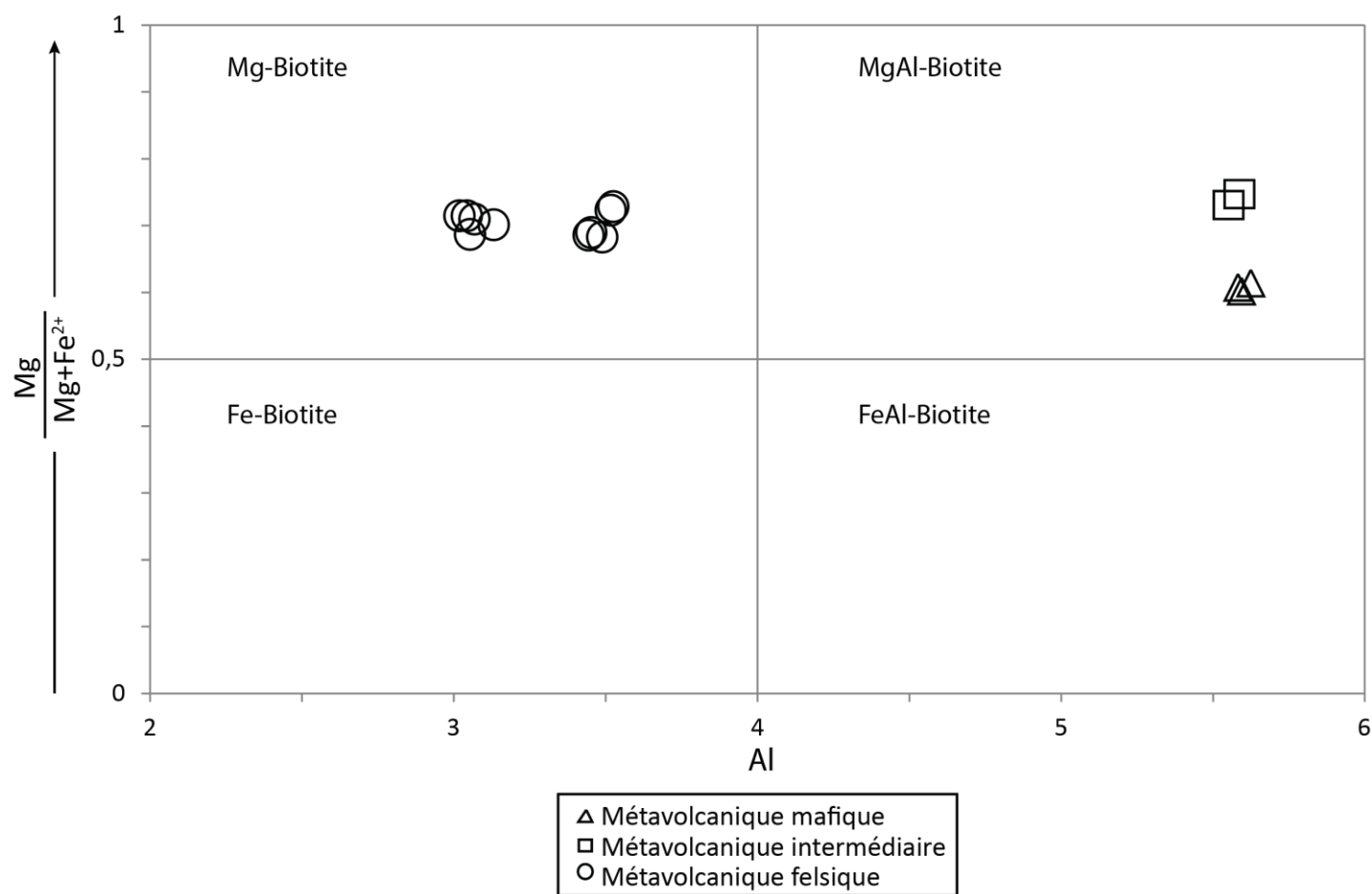


Figure 58 : Classification des biotites selon leur contenu en magnésium, fer et aluminium. Les cercles, les carrés et les triangles représentent respectivement les analyses faites sur les métavolcanites felsiques, intermédiaires et mafiques.

4.2.3 Feldspath

Trois variétés de feldspath ont été identifiées à partir de 18 analyses. La chimie minérale de ces grains varie entre les trois pôles illustrés sur le diagramme An-Ab-Or : orthose (KAlSi_3O_8), albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) et anorthite ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) (figure 59) (Deer et al., 1963). Un premier groupe se situe dans le champ de l'andésine. Ce plagioclase a été analysé dans les métavolcanites mafiques identifiées comme des amphibolites sur le terrain. Selon la calcicité mesurée à partir des macles observables en lames minces, les plagioclases contenus dans ces types de roches ont également été classés comme de l'andésine ce qui est accord avec les valeurs obtenues. Le deuxième groupe est caractérisé par une composition d'oligoclase. Ces grains ont été identifiés dans les roches métavolcaniques intermédiaires correspondant au schiste à anthophyllite. Le troisième groupe représente des feldspaths potassiques puisqu'il tend vers le pôle de l'orthose. Ces grains montrent en lame mince un système de macles en jupe écossaise et représentent du microcline. Cette phase minérale est observable dans les roches felsiques qui sont distales à la minéralisation (schiste à sillimanite) et principalement dans les dykes felsiques. Certains éléments en phases mineures sont contenus dans les différents grains analysés dont le titane, le fer et le strontium. Pour le dernier cas, le strontium n'a été détecté que dans le plagioclase et non dans le feldspath potassique.

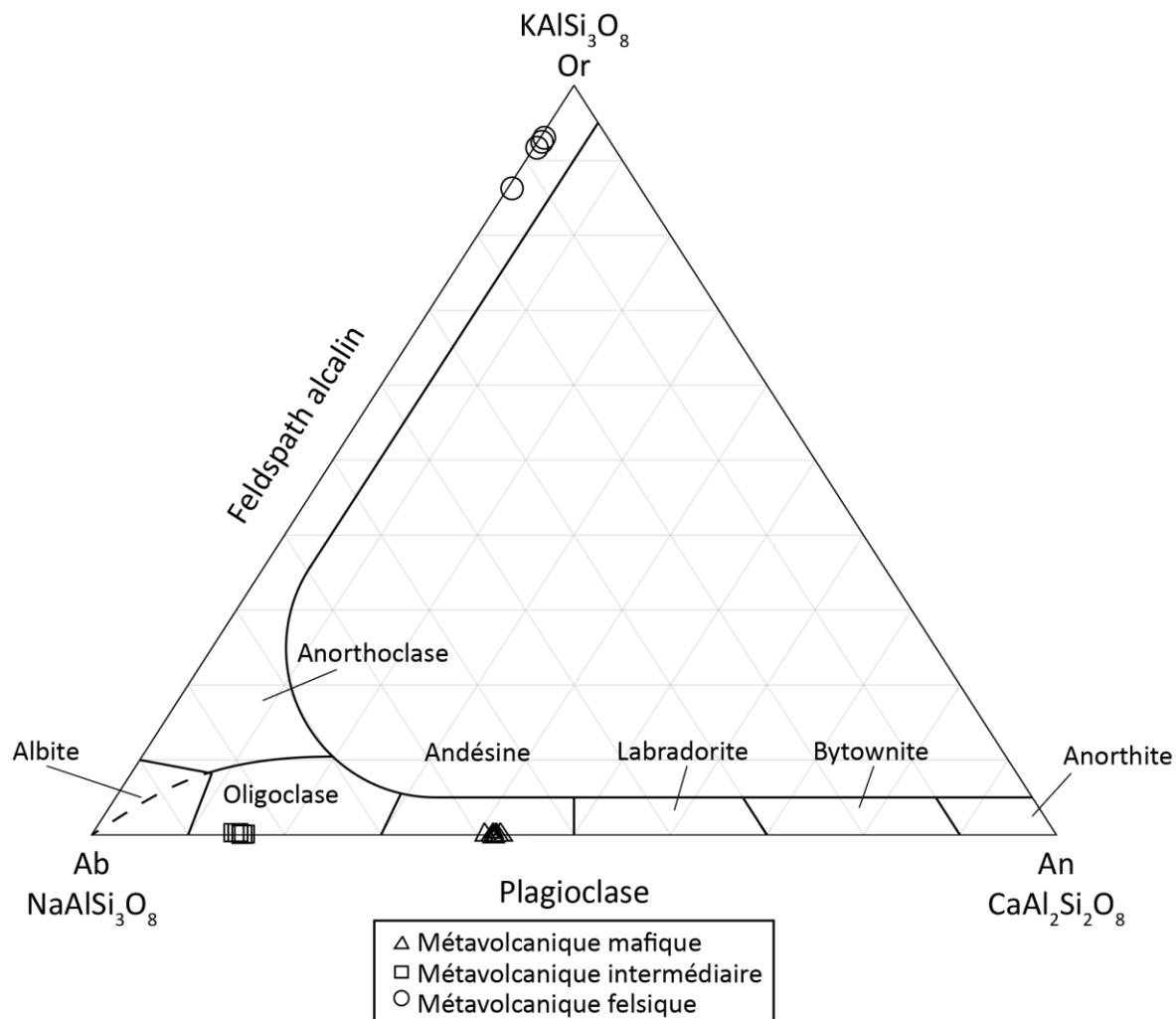


Figure 59 : Classification des feldspaths (Deer et al., 1963). Ce diagramme met en évidence que les roches métavolcaniques mafiques et intermédiaires contiennent du plagioclase dont la composition est respectivement de l'andésine et de l'oligoclase. Les métavolcanites felsiques sont caractérisées par la présence de feldspath potassique très près du pôle de l'orthose.

4.2.4 Sillimanite et cordiérite

La sillimanite et la cordiérite sont des phases minérales majeures dans les différents groupes lithologiques décrits. Par conséquent, 10 analyses de sillimanite puis 16 de cordiérite ont été réalisées. D'une part, les grains de sillimanite analysés montrent des valeurs constantes en silice et en aluminium. D'autre part, les grains de cordiérite ont été sélectionnés dans quatre lames minces localisées de manière variable aux zones minéralisées. En introduisant les valeurs de magnésium et de fer selon le ratio $Mg/(Mg+Fe)$, les points se dispersent en montrant une augmentation du magnésium (figure 60). Ce phénomène d'enrichissement en magnésium met en parallèle la distance entre l'échantillon et la minéralisation. En effet, plus le grain de cordiérite analysé se situe à proximité du cœur du système minéralisateur syngénétique plus son contenu en magnésium est élevé.

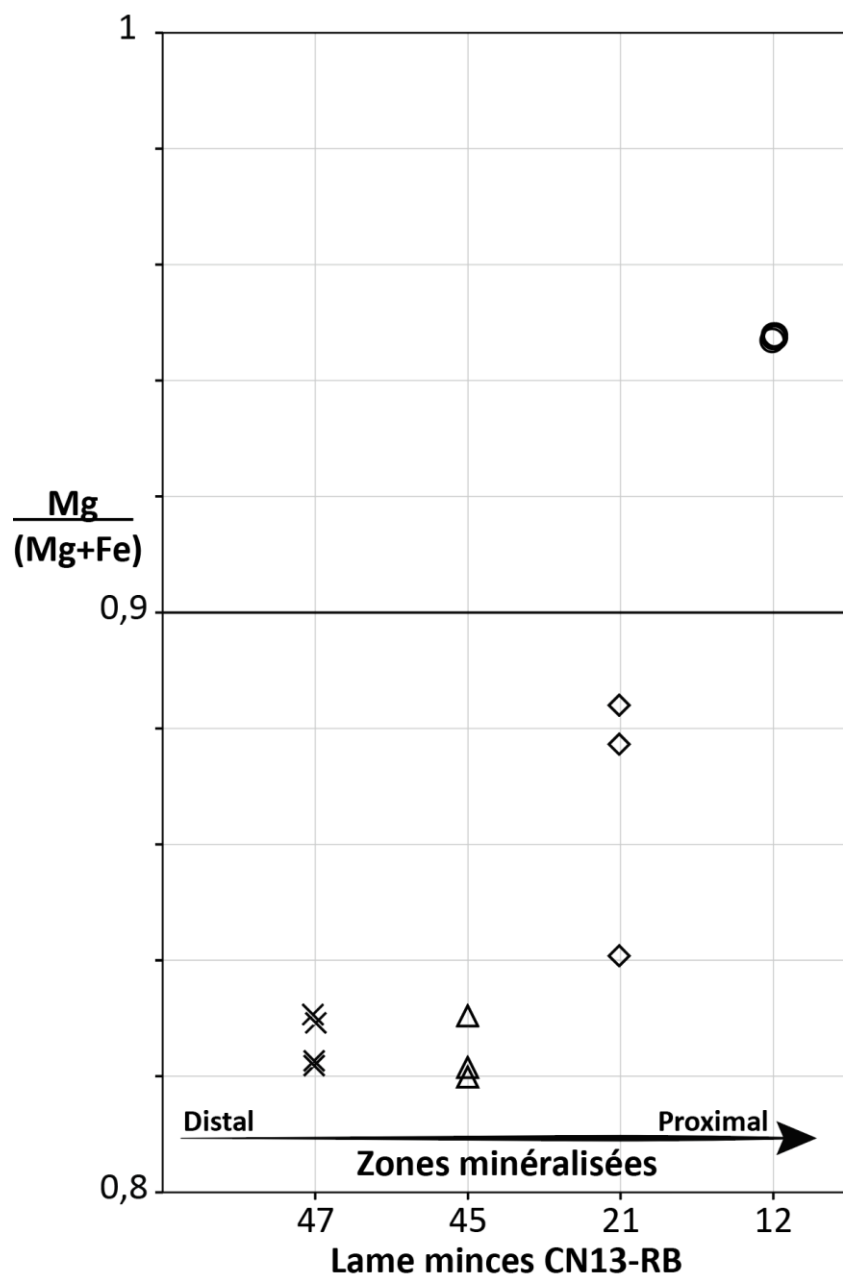


Figure 60 : La composition chimique des grains de cordiérite selon la proximité avec les zones minéralisées à partir du ratio $Mg/(Mg+Fe)$. La proximité avec la minéralisation est associée avec une composition plus élevée en magnésium dans les grains de cordiérite.

4.2.5 Autres phases minérales mineures

D'autres phases minérales moins communes ont été analysées à la microsonde électronique : carbonates, grenat, spinelle et chlorite. Toutefois, étant donné la faible abondance de ces grains dans les lames minces choisies pour l'étude, peu d'analyses ont été faites.

Deux analyses ont été réalisées sur des carbonates se trouvant dans une zone de minéralisation massive à semi-massive. Aucun carbonate n'a été identifié dans les autres lithologies décrites. En intégrant les valeurs analysées dans un diagramme ternaire Fe-Ca-Mg, la composition des carbonates analysés se situe entre les pôles calcite et magnésite donnant ainsi une composition de dolomite (figure 61A). Ce type de carbonate magnésien est commun dans les zones d'altération proximales associées au SMV (Large et al., 2001).

Certains grenats ont été observés dans les dykes felsiques permettant d'effectuer un total de quatre analyses sur deux grains distincts. Pour les deux cas, une analyse a été faite en bordure et au cœur du minéral choisi. Afin de déterminer une composition, les valeurs obtenues ont été placées dans un diagramme Fe-Mg-Mn (figure 61B) puisqu'il s'agit des trois éléments de degré d'oxydation II reconnus dans ces grenats. Étant donné que l'élément majeur de degré d'oxydation III est l'aluminium et que les quatre valeurs se regroupent près du pôle FeO, la composition obtenue est un grenat alumineux de type almandin (Grew et al., 2013). La seule différence marquée entre les cœurs et les bordures est un enrichissement d'oxyde d'yttrium du cœur vers la bordure résultant possiblement d'un lessivage affectant la bordure plus intensément que le cœur et produisant ainsi une augmentation des proportions des éléments immobiles par rapport aux autres éléments.

La chlorite a été observée localement dans les échantillons. Les grains sont communément rétrogrades à la cordiérite ou à la biotite. Une analyse a été faite sur une chlorite. Les valeurs obtenues montrent une valeur en potassium élevée, ce qui laisse croire que la chlorite a remplacé de manière partielle la biotite ou que de la biotite a été analysée en même temps que la chlorite. Le ratio $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ de la chlorite analysée est à 0,26, ce qui correspond à une composition de ripidolite tel qu'illustré dans le diagramme de classification de Hey (1954) utilisant le ratio $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ en fonction de la silice (figure 62).

Dans les zones d'altération et dans certains dykes felsiques des spinelles sont observables. Ceux-ci se présentent sous forme de plusieurs grains verts et arrondis à texture gloméroblastique. Les grains analysés étaient inclus dans une zone d'altération (schiste à cordiérite + anthophyllite). Ces grains ont été identifiés visuellement (microscopie et macroscopie) comme étant de la gahnite, une variété de spinelle riche en zinc ayant communément une association avec les gisements de SMV métamorphisés (Heimann Ríos, 2002; O'Brien et al., 2015). Toutefois, le diagramme ternaire des pôles gahnite (ZnAl_2O_4), hercynite ($\text{Fe Al}_2\text{O}_4$) et spinel ($\text{Mg Al}_2\text{O}_4$) classe les cinq analyses près du pôle hercynite, un spinelle riche en fer (figure 63, Heimann Ríos, 2002). Les grains contiennent du zinc mais seulement en faible proportion (4,1 à 10,2%) par rapport au magnésium et au fer.

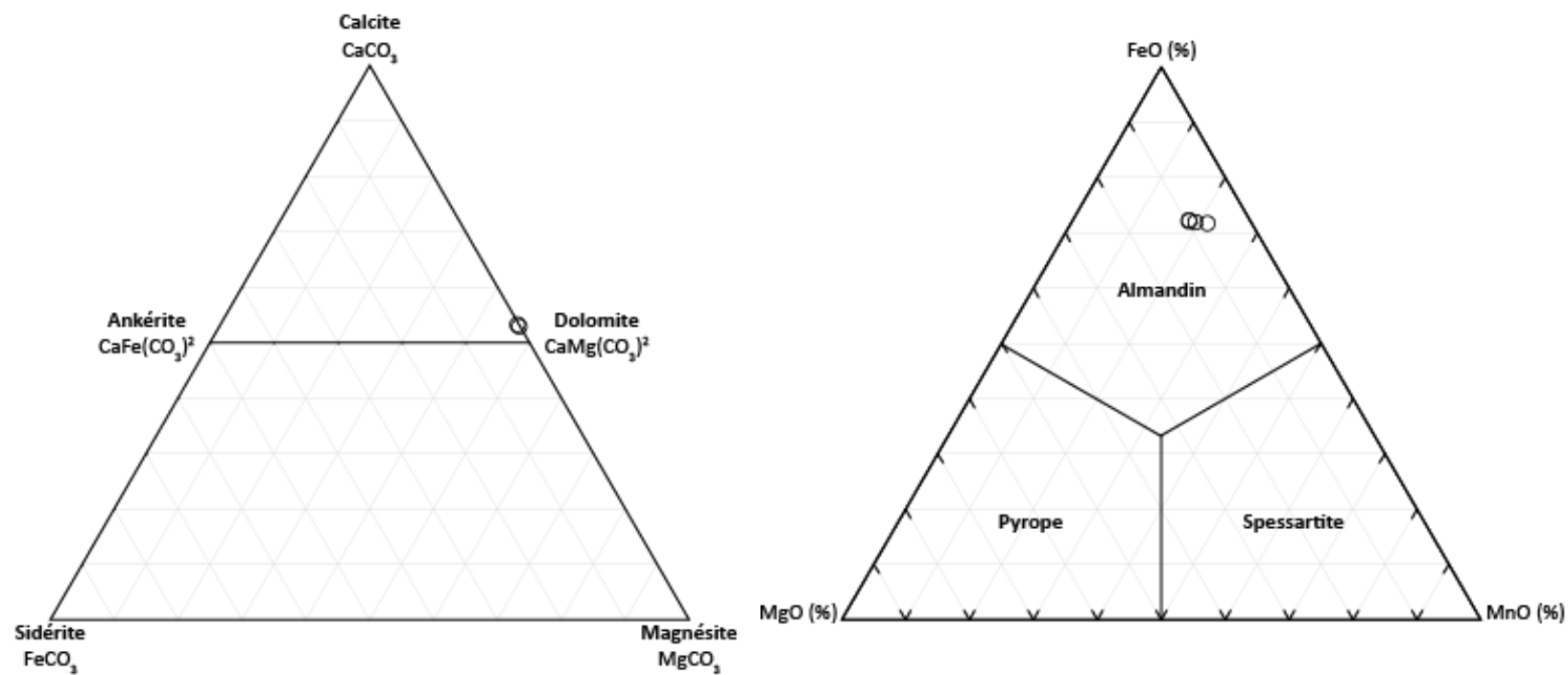


Figure 61 : A) Classification des carbonates. B) Classification des grenats selon le diagramme ternaire des pôles almandin (FeO), pyrope (MgO) et spessartite (MnO) (Grew et al., 2013).

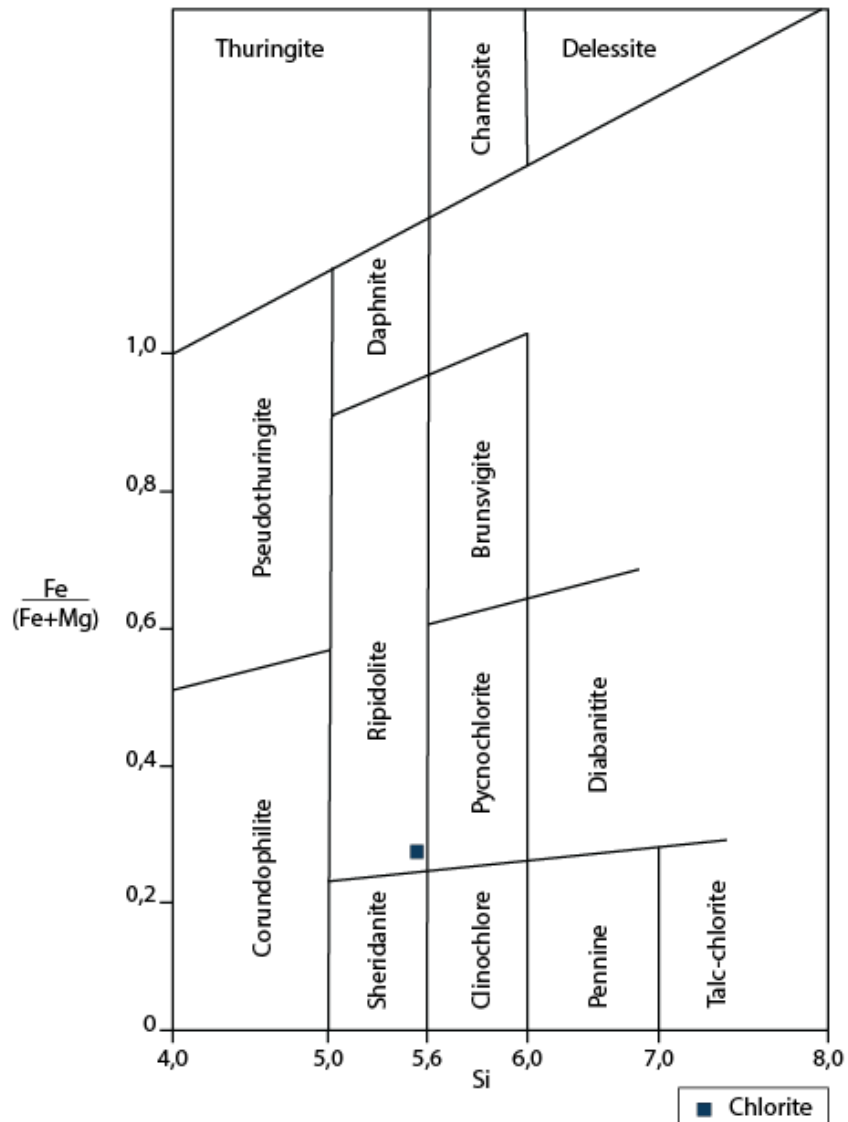


Figure 62 : Classification de la chlorite selon le ratio fer-magnésium en fonction de la silice (Hey, 1954). Une seule analyse a été réalisée sur la chlorite donnant une composition incluse dans le champ ripidolite.

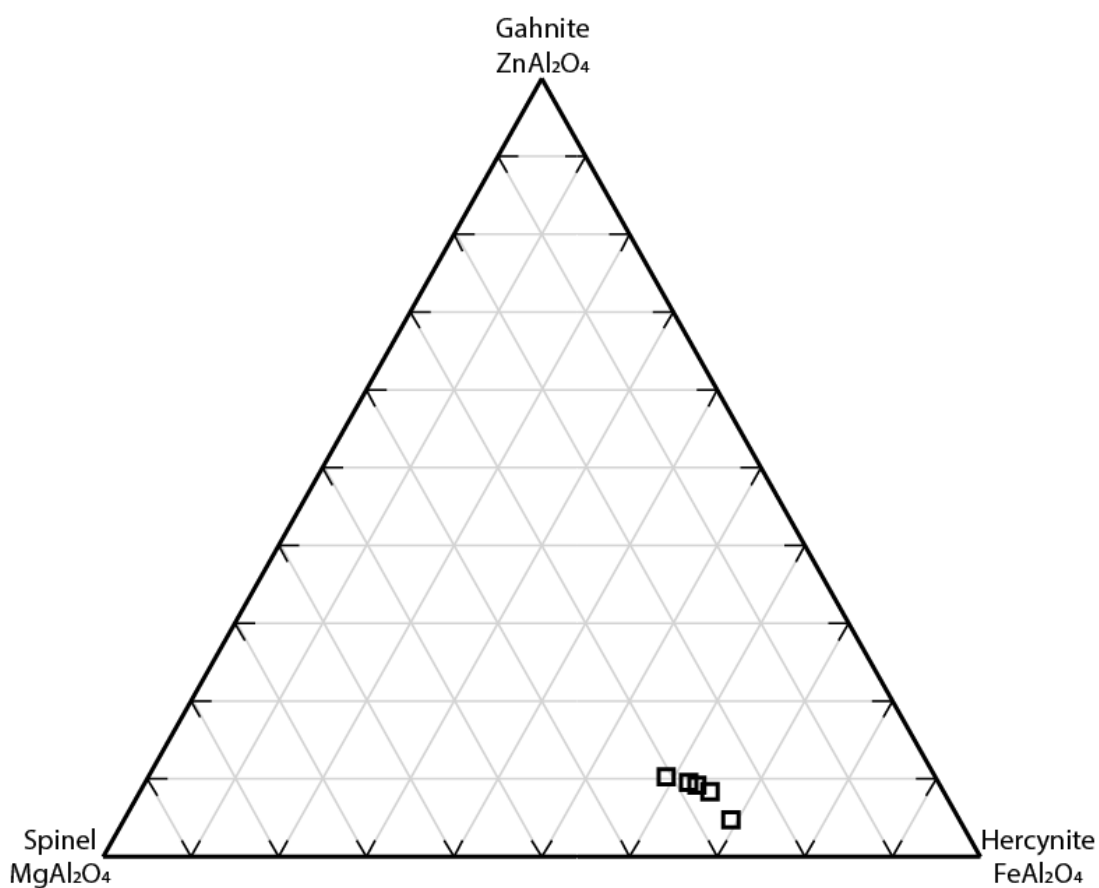


Figure 63 : Classification des spinelles selon le diagramme ternaire des pôles gahnite (ZnAl_2O_4), hercynite (FeAl_2O_4) et spinel (MgAl_2O_4) (Heimann Ríos, 2002). Les cinq analyses à la microsonde des grains de spinelle révèlent une composition vers le pôle hercynite, un spinelle riche en fer. Le zinc est présent à moins de 10,2% de la composition relative en zinc, fer et magnésium des grains analysés.

4.3 Conditions pression et température

Certains équilibres minéralogiques permettent d'établir les conditions de pression et de température atteintes lors d'un épisode de métamorphisme dans un secteur donné. Un géothermomètre a été appliqué à partir des analyses à la microsonde des plagioclases et des hornblendes vertes ayant des bordures mutuelles. Il s'agit d'analyses qui ont été faites dans l'amphibolite. Cette lithologie représentait les conditions idéales pour les calculs de détermination de températures et de pressions à cause de la présence abondante des deux phases minérales étudiées.

Au total, 11 couples d'analyse ont été effectués dans une lame mince représentant une amphibolite échantillonnée sur la partie est de la tranchée TR-CN04-05 (domaine sud). Deux méthodes ont été utilisées afin de déterminer les conditions de pression et de température du secteur : 1) par diagrammes (Fershtater, 1990; Plyusnina, 1982) et 2) par manière mathématique à l'aide d'une feuille de calcul établie par Anderson grâce à différents travaux (Anderson, 1996; Anderson et Smith, 1995; Blundy et Holland, 1990; Holland et Blundy, 1994; Johnson et Rutherford, 1989; Otten, 1984; Schmidt, 1993; Schmidt, 1992).

Pour la première méthode, les diagrammes de Plyusnina (1982) et de Fershtater (1990) ont été utilisés. Dans le premier cas, il s'agit d'un graphique de la proportion de calcium dans le plagioclase en fonction de la proportion d'aluminium total dans l'amphibole (Plyusnina, 1982). La température et la pression moyenne obtenue sont d'environ 575 °C et 3,3 kbar (figure 64). Dans le deuxième cas, il s'agit du rapport Al/Si du plagioclase versus celui de l'amphibole (Fershtater, 1990). Selon cette relation, la température se situe faiblement au-dessus du champ 600-700 °C et la pression est d'environ 4,5 kbar (figure 65).

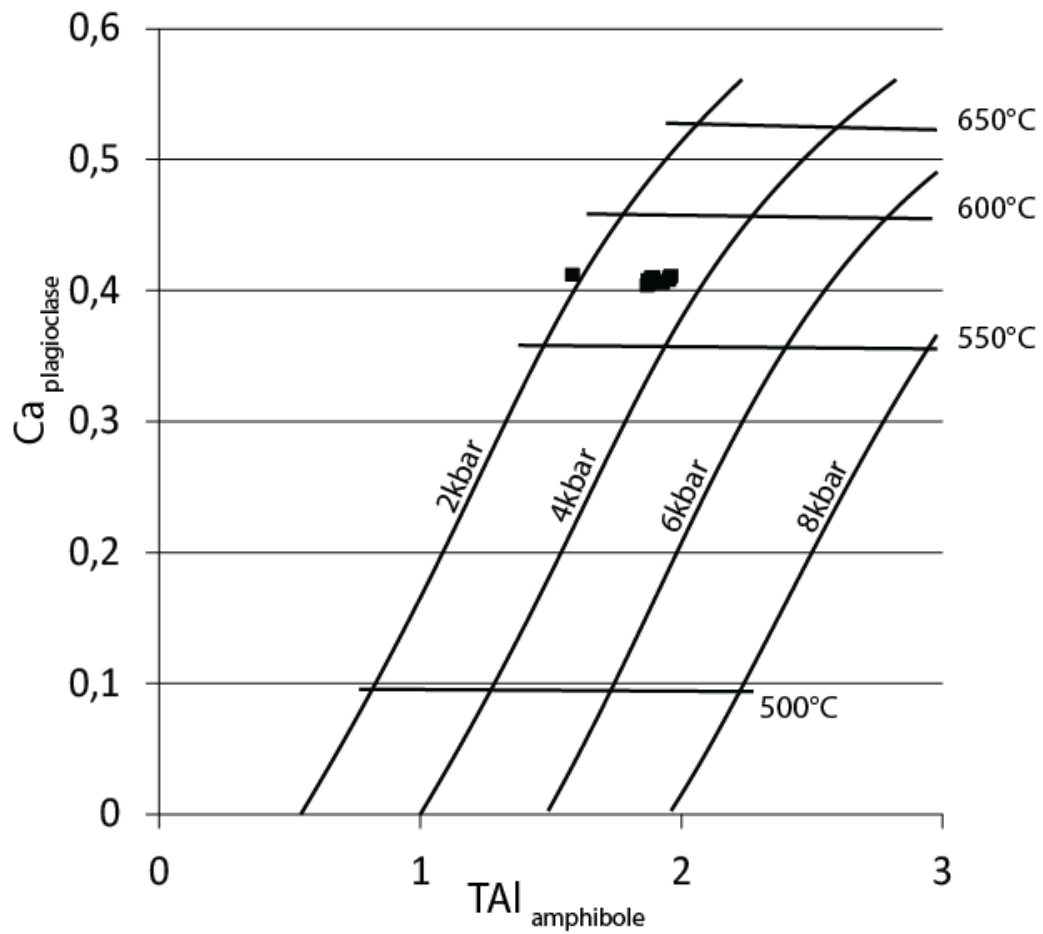


Figure 64 : Diagramme de thermobarométrie selon les travaux de Plyusnina (1982).

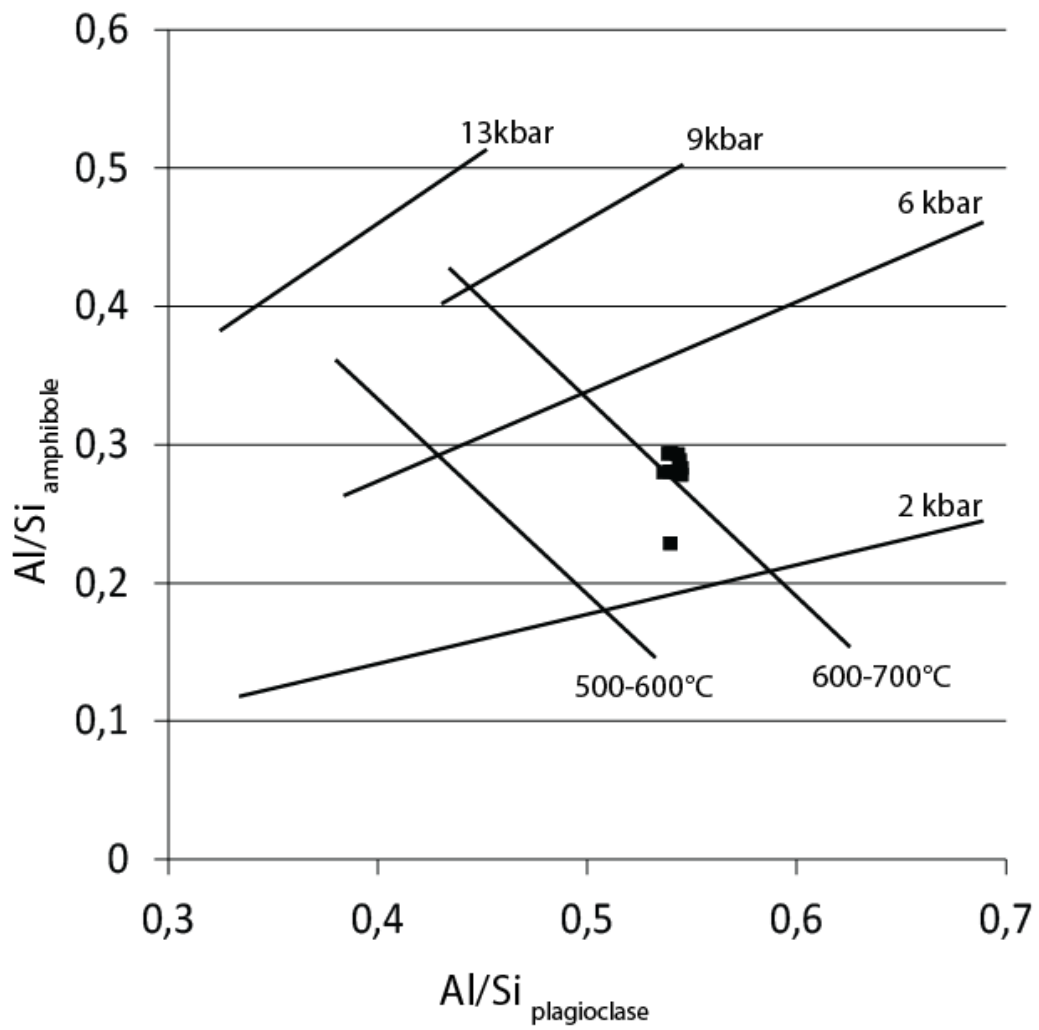


Figure 65 : Diagramme de thermobarométrie selon les travaux de Fershtater (1990).

Pour la méthode mathématique, des feuilles de calculs Excel ont permis d'établir des conditions de température et de pression. Ces calculs intègrent plusieurs travaux antérieurs dont principalement Holland et Blundy (1994) et Blundy et Holland (1990) pour la température ainsi que Schmidt (1992) et Anderson et Smith (1995) pour la pression. Pour ce cas, les proportions d'albite et d'anorthite en fraction molaire doivent être mesurées pour chaque plagioclase (tableau 10). Les températures et les pressions calculées à partir des couples d'hornblende verte et de plagioclase sont exposées au tableau 11. Les valeurs se réfèrent au géothermomètre hornblende-plagioclase calibré selon la réaction :



Les moyennes de température et de pression obtenues sont respectivement de 726,6 °C et 4,9 kbar, ce qui est supérieur à la méthode par diagramme Plyusnina (1982) mais similaire aux valeurs que celle de Fershtater (1990).

Tableau 10 : Fraction molaire de l'albite et de l'anorthite obtenue selon les résultats des grains de plagioclase à la microsonde.

Plagioclase CN13-RB-15A	Albite	Anorthite
B3	0,625	0,448
B4	0,639	0,440
C1	0,626	0,442
C2	0,628	0,448
E1	0,622	0,446
E2	0,619	0,439
F3	0,615	0,448
F4	0,632	0,447
G1	0,625	0,450
G2	0,630	0,445

Tableau 11 : Température et pression par couple hornblende verte-plagioclase obtenues grâce à la feuille de calculs Excel réalisée par Anderson (Anderson et Smith, 1995; Blundy et Holland, 1990; Holland et Blundy, 1994; Schmidt, 1992).

Minéraux à l'équilibre		Température	Pression
Hornblende verte CN13-RB-15A	Plagioclase CN13-RB-15A		
B1	B3	718,5	5,2
B2	B3	744,2	4,7
C3	C1	735,1	4,9
C4	C2	713,1	5,3
E3	E2	720,3	5,5
E4	E1	725,6	5,3
F1	F4	721,0	3,9
F2	F3	706,1	5,8
G3	G2	731,8	5,0
G4	G1	733,2	4,2
G5	G1	740,9	4,4
B1	B4	715,4	5,3
B2	B4	741,0	4,7
Moyenne		726,6	4,9

4.4 Synthèse et interprétation préliminaire

Les analyses à la microsonde électronique des couples de minéraux hornblende verte et plagioclase ont permis de déterminer les conditions du métamorphisme selon trois méthodes dont les paramètres retenus proviennent de la méthode par calcul établie par Anderson. Ceux-ci correspondent à 726,6 °C et 4,9 kbar. La méthode par calcul semble être la plus fiable puisqu'elle intègre plusieurs travaux antérieurs. Pour les trois cas, les conditions appuient l'hypothèse d'un métamorphisme ayant atteint le faciès des amphibolites. Toutefois, les résultats obtenus par calcul démontrent que le secteur aurait été affecté par des pressions et des températures atteignant le faciès supérieur des amphibolites.

CHAPITRE 5

Caractérisation des altérations hydrothermales

5.1 Introduction

Les roches du secteur de Coulon sont fortement affectées par l'altération hydrothermale du dépôt. Un travail sur ces altérations permet de mieux comprendre leurs distributions après la superposition de la déformation et du métamorphisme ayant affecté le secteur. La géochimie peut permettre d'établir les caractéristiques chimiques de l'altération des roches encaissantes, et ce, de manière qualitative et quantitative. Ce chapitre traitera des profils d'altération, du bilan de masse des éléments majeurs, des effets de ces altérations sur les éléments des terres rares puis de la typologie des différentes altérations et leur distribution spatiale.

5.2 Profil d'altération selon les éléments majeurs

Les différents échantillons pris en surface et en forage ont été placés dans un diagramme d'altération (*alteration box plot*) proposé par Large et al. (2001) pour les SMV. Ces travaux utilisent des index d'altération qui correspondent selon l'axe vertical à l'Index d'altération Chlorite-Carbonate-Pyrite (CCPI) et selon l'axe horizontal à l'Index d'altération Ishikawa (AI). Ces indices sont calculés de la façon suivante :

$$CCPI = \frac{100 * (MgO + FeO)}{(MgO + FeO + Na_2O + K_2O)}$$

$$AI = \frac{100 * (K_2O + MgO)}{(K_2O + MgO + Na_2O + CaO)}$$

La boîte du centre représente les échantillons les moins altérés tandis que ceux à l'extérieur sont altérés selon des composantes d'altération distinctes. Deux diagrammes ont

été construits : selon les lithologies distinctes (figure 66) et selon les variantes des roches métavolcaniques felsiques (figure 67).

Dans le cas à l'étude, les échantillons récoltés inclus dans la figure 66 suggèrent une séricitisation puis une chloritisation. Les points se situant dans le coin supérieur droit sont proches du pôle chlorite et correspondent à ceux plus altérés. Ces échantillons représentent ceux qui se situent le plus près de la minéralisation. Le profil d'altération montre que les roches métavolcaniques felsiques sont plus affectées par l'altération. Pour l'unité intermédiaire, les échantillons se retrouvent principalement dans la partie supérieure du champ des roches fraîches, ce qui signifie que les valeurs en fer et magnésium plus élevées. Les roches mafiques ont la même distribution. Elles se situent dans la partie supérieure du champ des roches n'ayant pas ou peu été affectées par l'altération ou à l'extérieur près de la limite supérieure suggérant également des teneurs en fer et en magnésium plus élevées.

Selon la figure 67 incluant les variantes des métavolcanites felsiques, le profil d'altération pour le schiste à sillimanite contient des roches considérées comme plus fraîches vers le pôle séricite. De manière transitionnelle, les variantes schistes à sillimanite + cordiérite et schiste à cordiérite montrent une chloritisation graduelle jusqu'aux échantillons de schiste à cordiérite + anthophyllite qui se rapprochent du pôle chlorite.

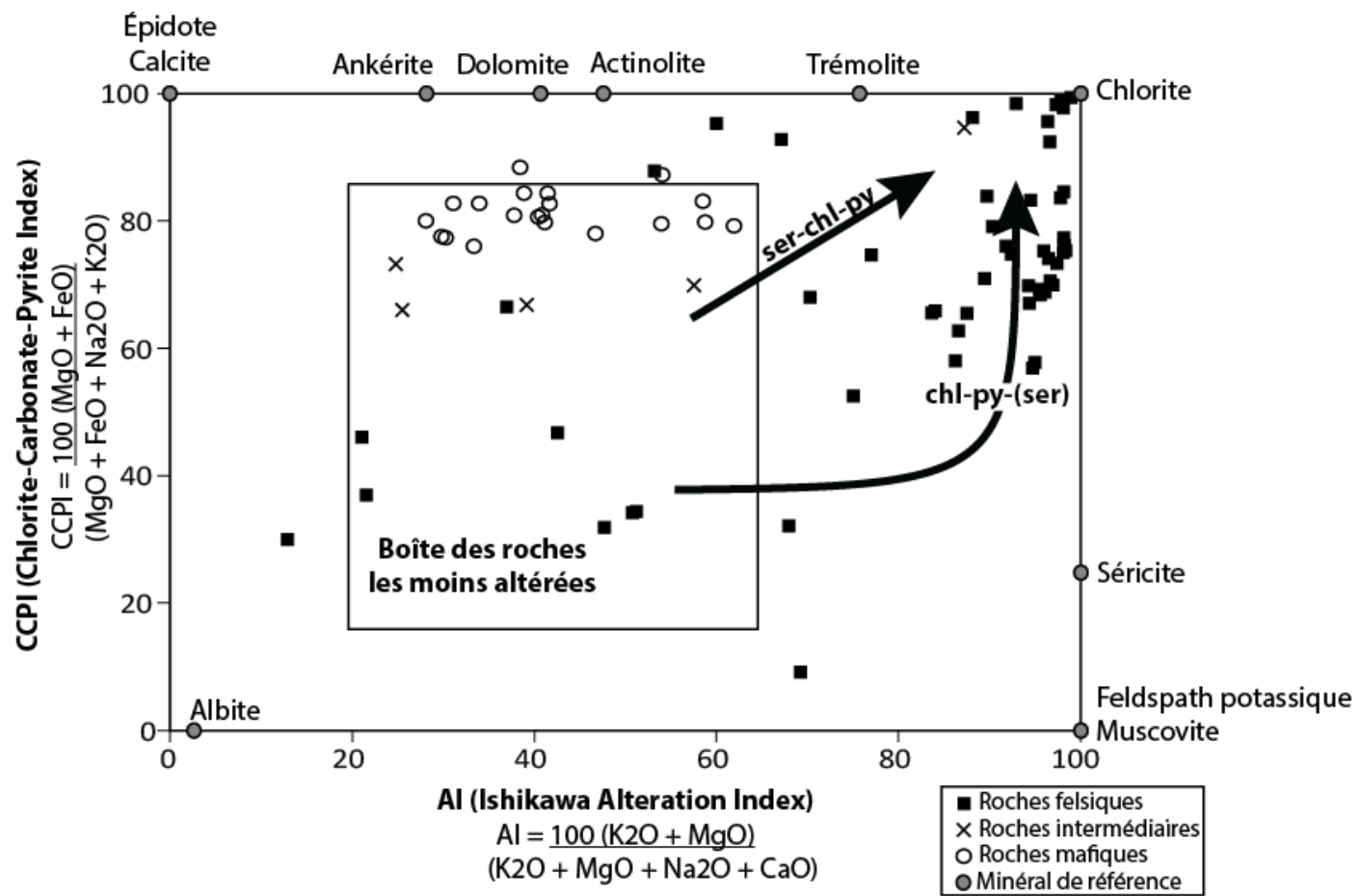


Figure 66 : Diagramme d'altération de type Box Plot (Large et al., 2001) montrant la distribution des échantillons des roches felsiques, intermédiaires et mafiques selon l'indice chlorite-carbonate-pyrite (CCPI) en fonction de l'indice d'altération Ishikawa (AI).

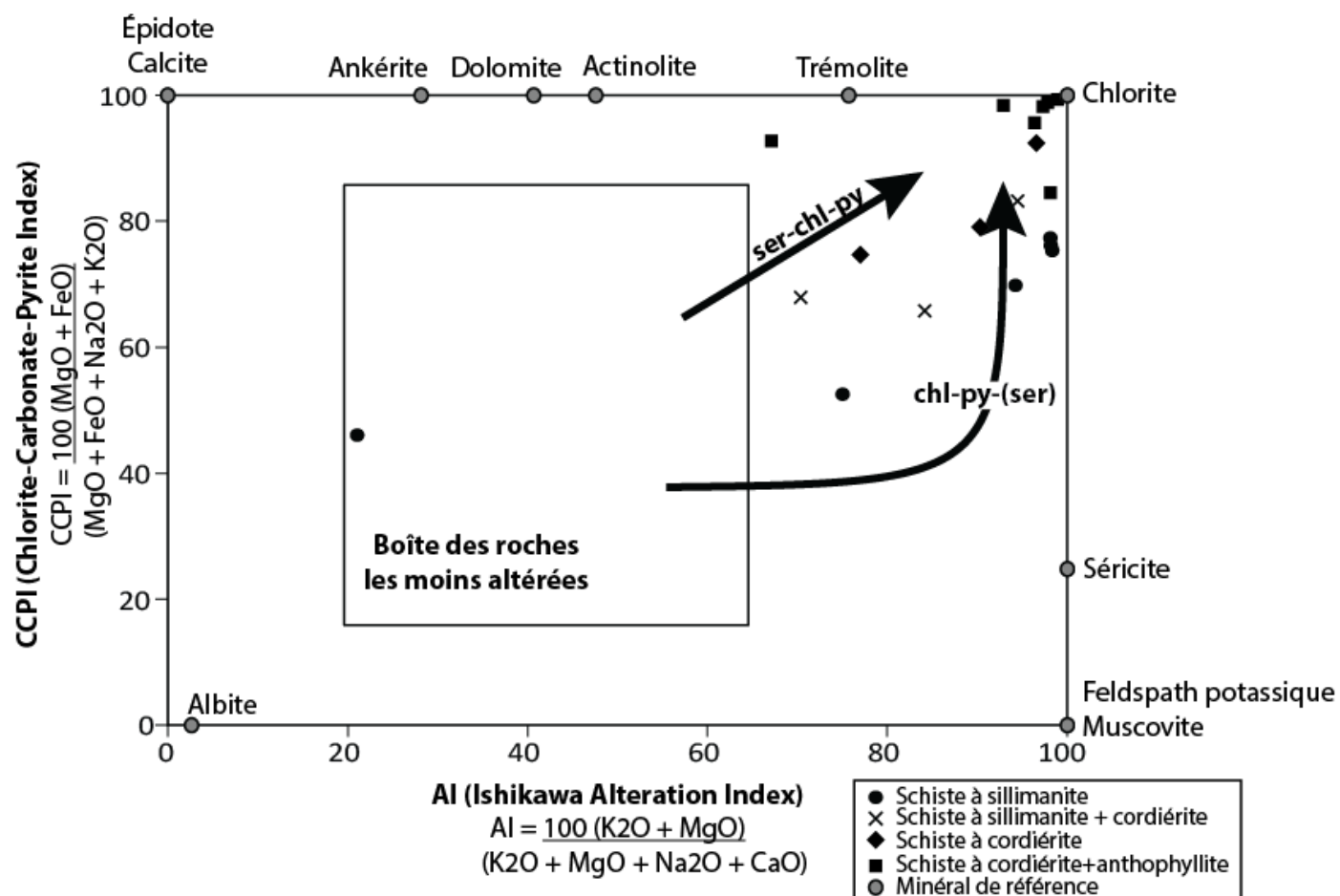


Figure 67 : Diagramme d'altération de type Box Plot (Large et al., 2001) montrant la distribution des échantillons des différentes variantes de roches métavolcaniques felsiques soient les schistes à sillimanite, à sillimanite+cordiérite, à cordiérite et à cordiérite+anthophyllite selon l'indice chlorite-carbonate-pyrite (CCPI) en fonction de l'indice d'altération Ishikawa (AI).

5.3 Effet de l'altération sur les éléments majeurs

La méthode des bilans de masse peut être utilisée afin de déterminer les gains et les pertes d'éléments majeurs pour un échantillon altéré (MacLean, 1990). Les éléments immobiles (Al, Ti, Zr, Y et ETR lourdes (Lu, Yb)) permettent l'utilisation de cette méthode. De manière générale, l'altération n'affecte pas ou très peu ces éléments contrairement aux éléments mobiles. En effet, l'altération hydrothermale par cellules convectives lessive certains éléments mobiles dont le sodium et le calcium et enrichie la roche en d'autres éléments dont le fer et le magnésium. Le bilan de masse sert à quantifier les pertes et les gains d'éléments produits lors de l'altération (figure 68). Par contre, la limitation à cette méthode est qu'elle nécessite une roche fraîche (précurseur) ou une roche jugée la moins altérée et de même nature que le précurseur de la roche altérée étudiée. Ce prérequis peut être difficile à respecter dans les environnements où l'altération hydrothermale est soumise au métamorphisme rendant l'identification du précurseur ou de son candidat le moins altéré presque impossible.

Avant de calculer les bilans de masse, il est important de s'assurer que les éléments utilisés sont immobiles. Selon la méthode de Gifkins et al. 2005, les valeurs des éléments pouvant être considérés comme immobile doivent être représentées dans un diagramme bivariant. Dans le cas où les points se distribuent selon une tendance linéaire, les éléments représentés dans le diagramme peuvent être utilisés pour l'étude. Les gains et les pertes de masse des éléments mobiles lors du processus d'altération causent cette relation linéaire. Dans le cas où les deux éléments étudiés montrent une corrélation linéaire (R^2) supérieure à environ 0,85, ils peuvent donc être considérés comme étant immobiles et ayant le même précurseur (Barrett et MacLean, 1994; Gifkins et al., 2005). Pour le cas de Coulon, les

éléments TiO_2 , Al_2O_3 , Cr, Dy, Lu, Nb, Th, Y, Yb et Zr sont considérés comme étant immobiles. Pour les roches felsiques, TiO_2 et Zr puis Al_2O_3 et Yb sont considérés immobiles tandis que pour les roches mafiques et intermédiaires, le Cr et les éléments des terres rares montrent aussi un comportement immobile. Entre eux, les éléments de terres rares montrent de manière générale une bonne corrélation avec un R^2 variant entre 0,66 à 0,98.

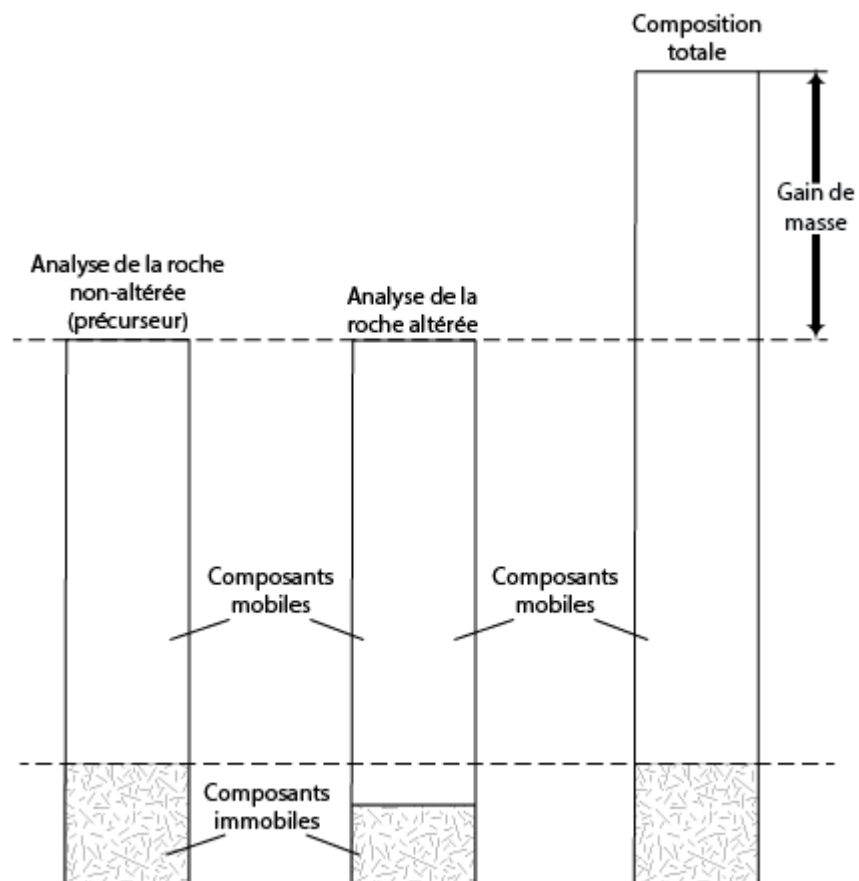


Figure 68 : Phénomène du bilan de masse schématisé selon la proportion des éléments immobiles qui résident dans la roche avant puis après le phénomène d'altération. Dans ce cas, le gain de masse est illustré (MacLean, 1990).

Étant donné que les méthodes pour le calcul des bilans de masse doivent utiliser un échantillon représentatif du précurseur étudié et qu'il est difficile dans le secteur d'étude de

déterminer un protolite frais ou peu altéré à cause de l'effet du métamorphisme sur la paragenèse minéral et les textures, la méthode des bilans de masse sur précurseur modélisé développée par le CONSOREM (Lithomodeleur 3.5) a été utilisée. Cette méthode permet la modélisation de précurseurs probables pour chaque roche analysée et permet d'estimer le contenu pré-altération des éléments majeurs à partir d'éléments immobiles. Le principe est de comparer les échantillons de l'étude en utilisant un réseau neuronal entraîné sur des banques de données de références de roches felsiques, intermédiaires et mafiques (Trépanier et al., 2016).

Une fois le précurseur modélisé, les bilans de masse sont calculés. La méthode utilisée par Lithomodeleur pour le calcul des bilans de masse est celle de Gresens (1967). Cette méthode utilise :

$$X_n = \left[f_v \left(\frac{g^B}{g^A} \right) C_n^B - C_n^A \right] a$$

où X_n est le volume de changement de masse relatif, f_v est un facteur de volume, g^B est la gravité spécifique de l'élément B, g^A est la gravité spécifique de l'élément A, C_n^B est la concentration de l'élément B, C_n^A est la concentration de l'élément A et a est la masse spécifique de l'échantillon de référence.

Dans le secteur de Coulon, les éléments majeurs ont été affectés par l'hydrothermalisme et ce phénomène se manifeste de manière géochimique par des gains ou des pertes d'éléments mobiles dans les roches hôtes. Les résultats du calcul des bilans de masse absolus obtenus à partir du logiciel Lithomodeleur sont présentés dans des diagrammes de type boîte à moustache. Deux séries de diagrammes ont été construits permettant de :

- 1) comparer les différentes unités métavolcaniques entre elles soient felsique, intermédiaire et mafique ainsi que de,
- 2) comparer les différentes variantes des roches felsiques identifiées au chapitre 2 : le schiste à sillimanite, à sillimanite + cordiérite, à cordiérite et à cordiérite + anthophyllite.

Les résultats des calculs de bilans de masse des roches métavolcanites felsiques, intermédiaires et mafiques montrent des caractéristiques distinctes en pertes et en gains d'éléments mobiles. Selon la figure 69, les bilans de masse en MgO, CaO et Na₂O correspondent à ceux variant le plus lors des changements de lithologie. En effet, pour le calcium (CaO) et le magnésium (MgO), les roches felsiques montrent des gains supérieurs aux roches mafiques qui elles sont caractérisées par le même phénomène par rapport aux roches intermédiaires. Une tendance similaire est remarquée pour le sodium (Na₂O), mais selon une relation inverse. Les roches felsiques ont une perte en sodium, le bilan de masse en sodium des roches mafiques est neutre et les roches intermédiaires montrent des gains en sodium. Quelques échantillons de roches mafiques ont des gains en potassium (K₂O) mais généralement les roches étudiées sont caractérisées par une perte en potassium. Le fer (FeO) et la silice (SiO₂) n'exposent pas de caractéristiques distinguables entre les trois unités. Par contre, une grande variabilité de gains pour le fer ainsi que de pertes et de gains pour la silice caractérisent les roches felsiques.

Les roches métavolcaniques felsiques qui encaissent la minéralisation se présentent sous forme de quatre variantes qui concordent avec l'intensité d'altération. La figure 70 montre le résultat des bilans de masse pour ces métavolcanites felsiques. Dans le secteur à l'étude, le MgO présente de manière claire et graduelle des gains de masse, et ce, des roches

felsiques moins altérées (schiste à sillimanite) vers celles plus altérées (schiste à cordiérite + anthophyllite). Le K_2O se caractérise par une perte progressive dans les métavolcanites felsiques moins altérées vers celles plus altérées. Le comportement du FeO montre un gain de masse de manière générale au sein des roches felsiques échantillonnées, mais, dans les schistes à cordiérite et à cordiérite + anthophyllite, les gains sont légèrement supérieurs à la moyenne. Les gains de masse en SiO_2 dans les volcaniques felsiques moins altérées diminuent graduellement vers la variante la plus altérée jusqu'à atteindre un bilan de masse négatif. Le comportement du Na_2O correspond à une perte de masse constante pour l'ensemble des roches felsiques analysées. Enfin, le CaO est l'élément ayant un bilan de masse presque nul pour les quatre variantes felsiques.

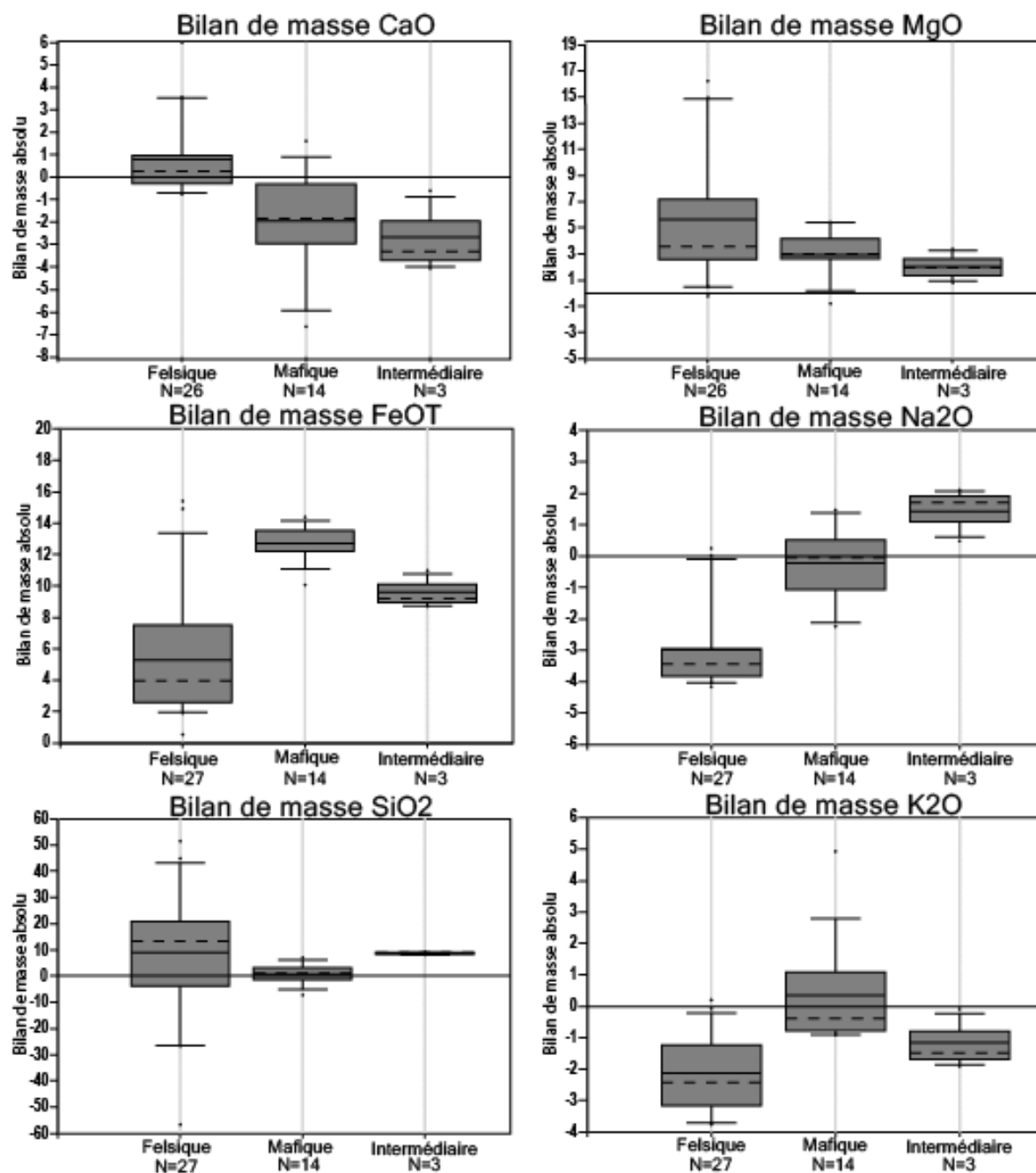


Figure 69 : Boîtes à moustache des bilans de masse des oxydes majeurs calculés pour des roches métavolcaniques felsiques, mafiques et intermédiaires. Il s'agit de valeurs en gramme pour 100 grammes de précurseur.

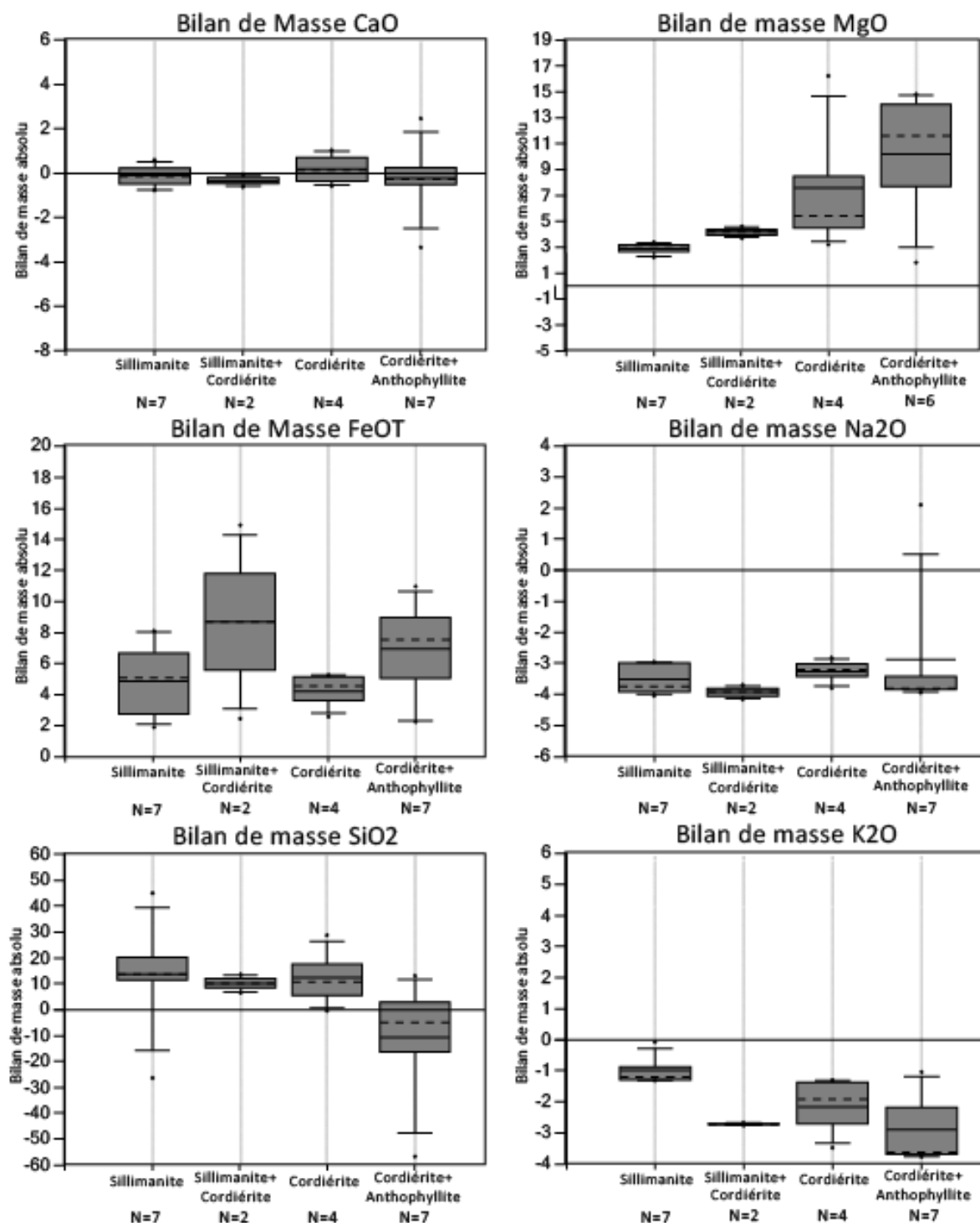


Figure 70 : Boîtes à moustache des bilans de masse des oxydes majeurs calculés pour les variantes des roches métavolcaniques felsiques soient le schiste à sillimanite, à sillimanite+cordiérite, à cordiérite et à cordiérite+anthophyllite. Il s'agit de valeurs en gramme pour 100 grammes de précurseur.

Les calculs de bilans de masse ont également permis de construire certains diagrammes du changement de masse du MgO en fonction de celui du SiO₂ et du FeO_{total} en utilisant les échantillons des métavolcanites felsiques. Dans le premier cas, la figure 71 montre la distribution de l'ensemble des roches métavolcaniques felsiques, et ce, selon le bilan du magnésium en fonction de celui de la silice. Il permet de visualiser, grâce aux flèches, l'effet de la silicification ainsi que de la chloritisation magnésienne. Sur la figure 72, les mêmes variables que précédemment sont présentées mais selon les quatre variantes des roches felsiques. La silicification affecte principalement le schiste à sillimanite tandis qu'une chloritisation se caractérise par un gain graduel de magnésium entre le schiste à sillimanite + cordiérite, le schiste à cordiérite puis le schiste à cordiérite + anthophyllite. Dans le deuxième cas, la figure 73 illustre l'ensemble des échantillons de type métavolcanites felsiques selon le bilan de masse du magnésium en fonction de celui du fer total. Le phénomène de chloritisation induit une augmentation du gain en magnésium en fonction du fer. La figure 74 montre cette même relation selon les quatre variantes des roches felsiques. Les schistes à sillimanite + cordiérite, à cordiérite et à cordiérite + anthophyllite sont principalement affectés par la chloritisation selon l'augmentation du gain en magnésium et en fer de la variante la moins altérée vers celle la plus altérée.

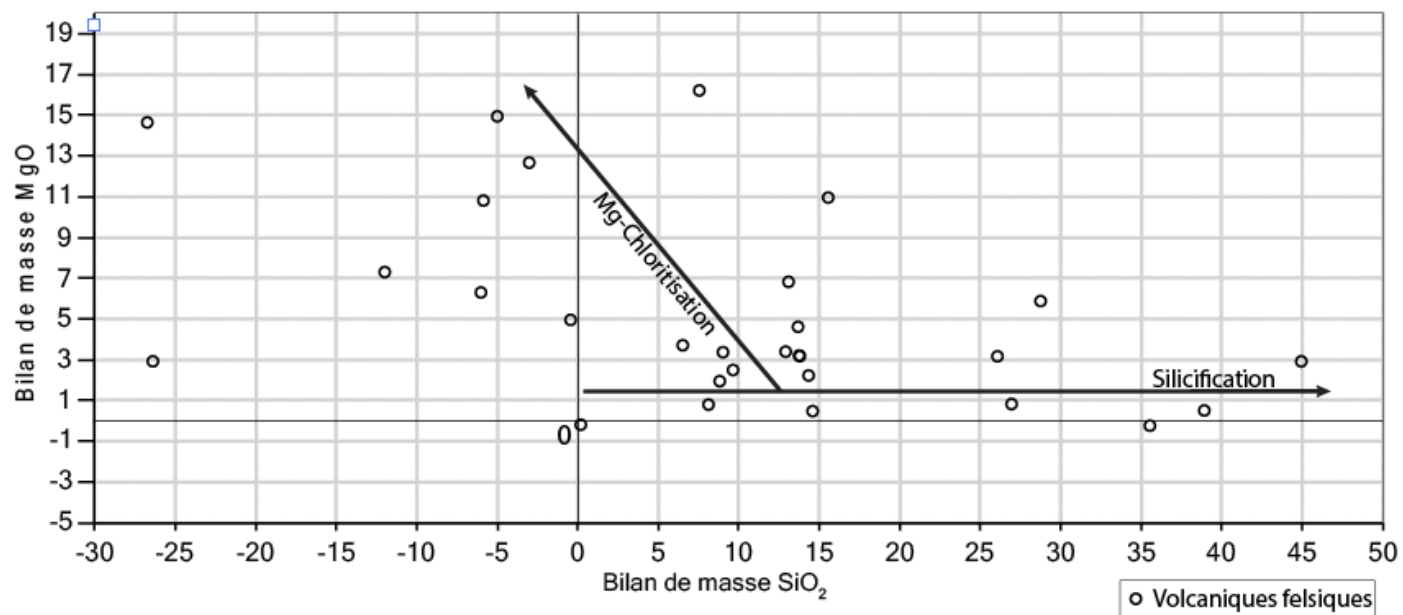


Figure 71 : Diagramme du bilan de masse du MgO en fonction de celui du SiO₂ montrant deux tendances distinctes pour tous les échantillons de métavolcanites felsiques. Les échantillons montrant une augmentation du bilan en silice sont caractérisés par une silicification tandis que ceux dont le bilan de masse en silice diminue et celui en magnésium augmente montrent une chloritisation magnésienne.

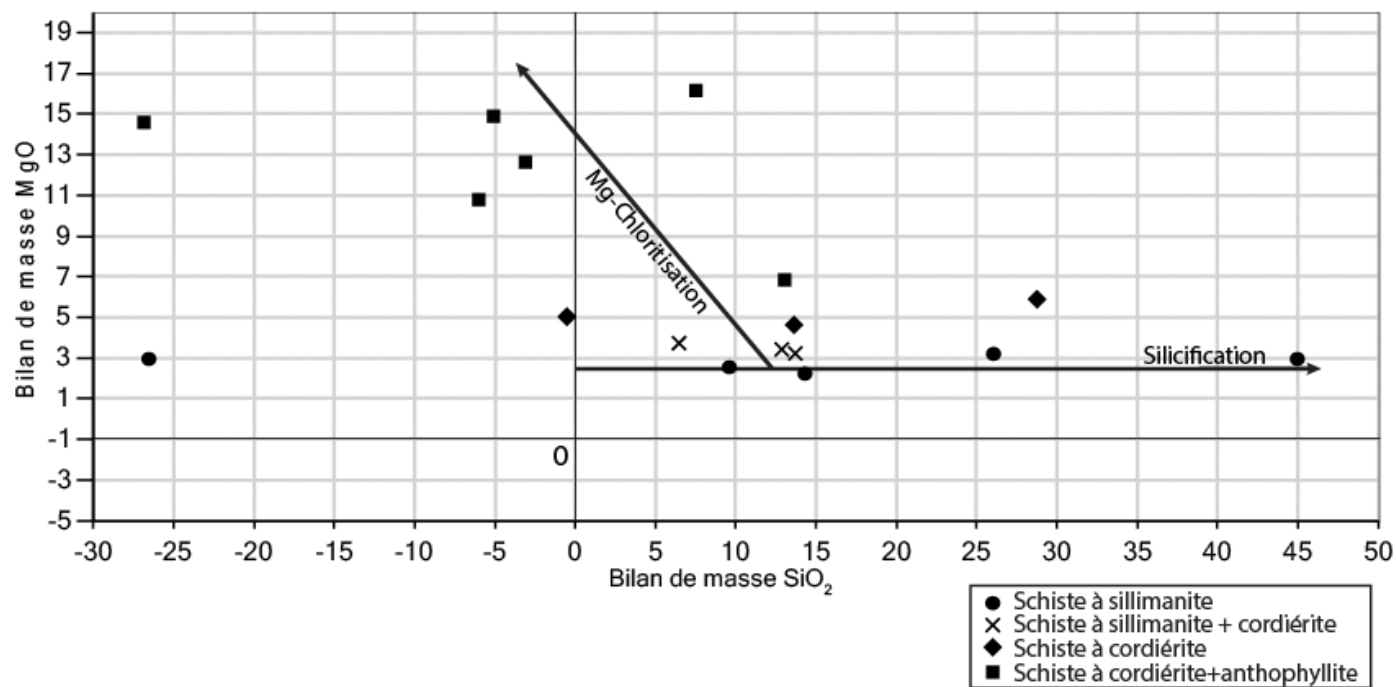


Figure 72 : Diagramme du bilan de masse du MgO en fonction de celui du SiO₂ montrant deux tendances distinctes pour les différentes variantes de roches métavolcaniques felsiques. Les échantillons de schistes à sillimanite sont caractérisés par un important gain en silice. Les schistes à sillimanite+cordiérite ne semblent pas ou peu affectés par le gain et la perte en silice ou en magnésium. Les schistes à cordiérite ont un gain en silice et en magnésium. Les échantillons de schistes à cordiérite+anthophyllite ont une perte en silice et un gain important en magnésium.

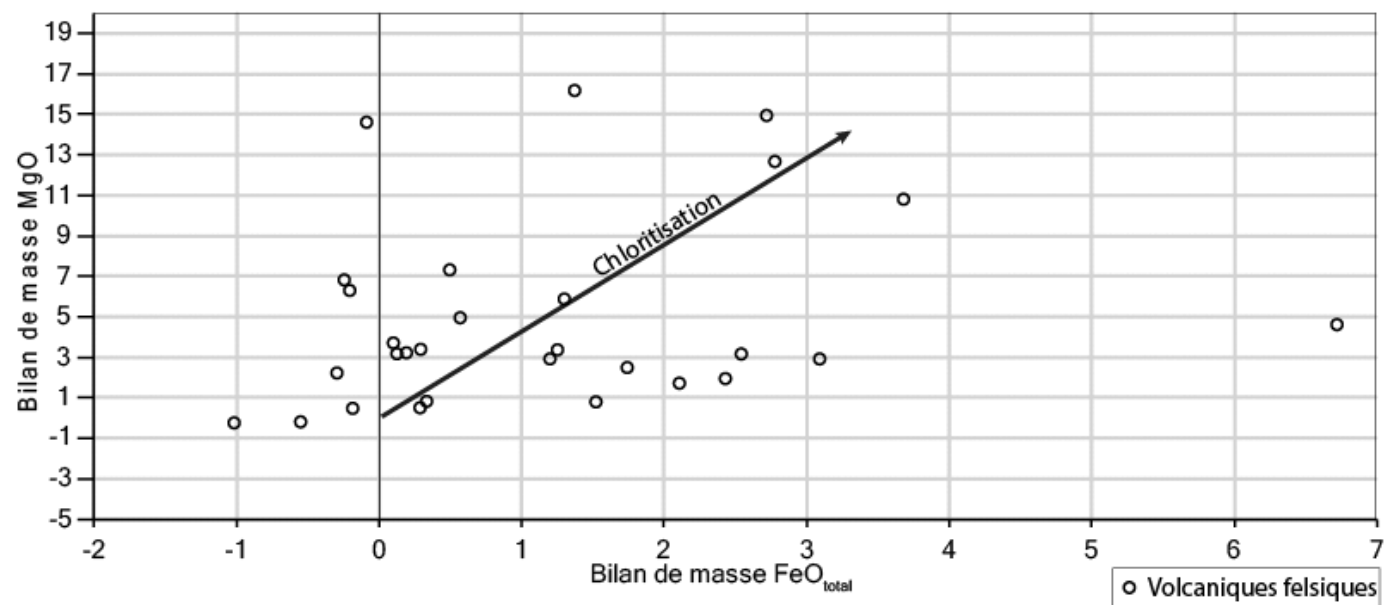


Figure 73 : Diagramme du bilan de masse du MgO en fonction de celui du FeO total de tous les échantillons de métavolcanites felsiques. Une tendance générale semble montrer un gain en fer et un gain plus ou moins important en magnésium.

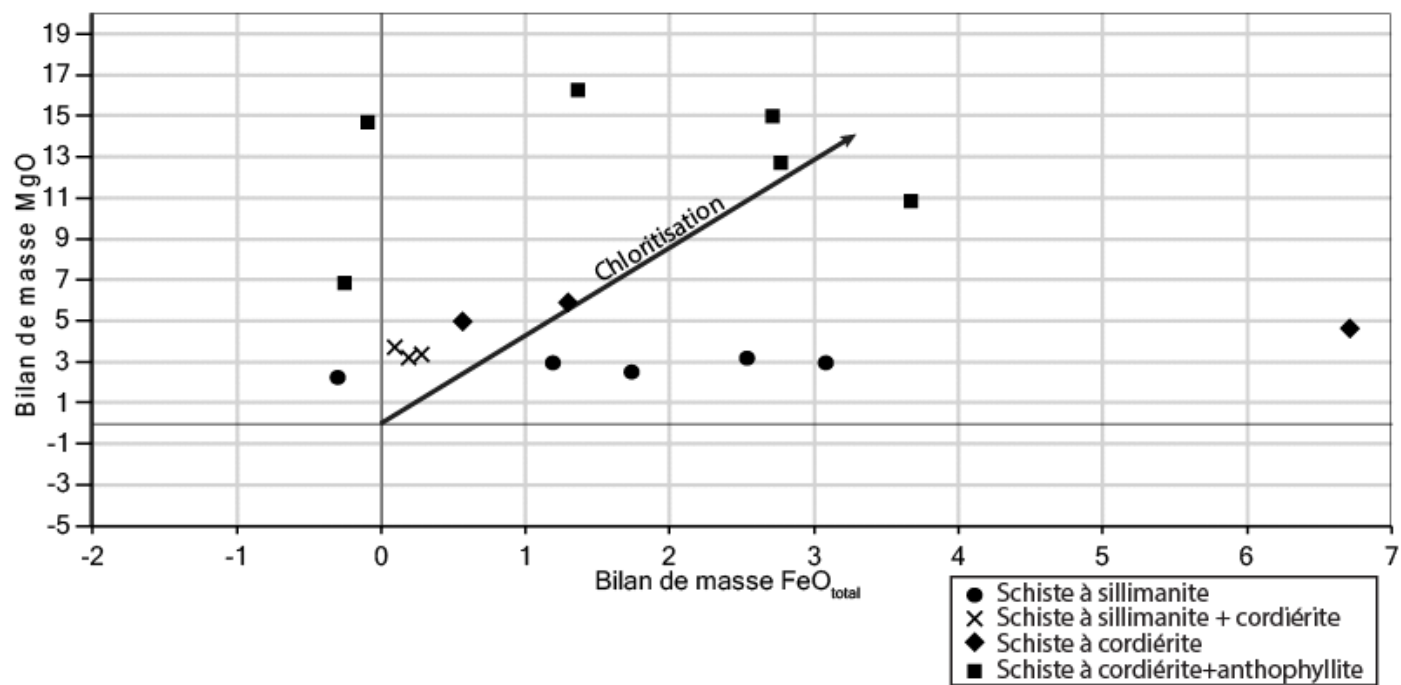


Figure 74 : Diagramme du bilan de masse du MgO en fonction de celui du FeO total des différentes variantes des roches métavolcaniques felsiques. Les échantillons de schistes à sillimanite montrent généralement un gain en fer et un bilan de masse nul pour le magnésium. Les échantillons de schiste à cordiérite+sillimanite, à cordiérite et à cordiérite+anthophyllite montrent graduellement un gain en fer et en magnésium.

5.4 Effet de l'altération sur les éléments des terres rares

En plus d'avoir un effet sur les éléments majeurs, l'altération hydrothermale entraîne des changements de la proportion en éléments traces et des terres rares. Les pertes et les gains de certains éléments mobiles provoquent des variations de ces éléments dans les roches plus fraîches vers celles ayant été le plus affectées par l'altération. Le diagramme des terres rares normalisées à la chondrite C1 des roches métavolcaniques felsiques, classées selon les quatre variantes observées sur le terrain, montrent des abondances variables même si la tendance du spectre est similaire (figure 75, Palme et O'Neill, 2003). Le schiste à sillimanite, considéré comme l'unité la moins altérée de la zone à l'étude, montre les valeurs en éléments des terres rares les plus faibles parmi les roches felsiques. Les proportions en éléments des terres rares augmentent graduellement jusqu'au schiste à cordiérite + anthophyllite considéré comme l'unité la plus altérée et la plus proximale aux zones minéralisées. Ces enrichissements apparents sont dus au lessivage de certaines composantes de la roche augmentant, de façon relative, les proportions des terres rares qui sont considérées immobiles pendant le processus d'altération.

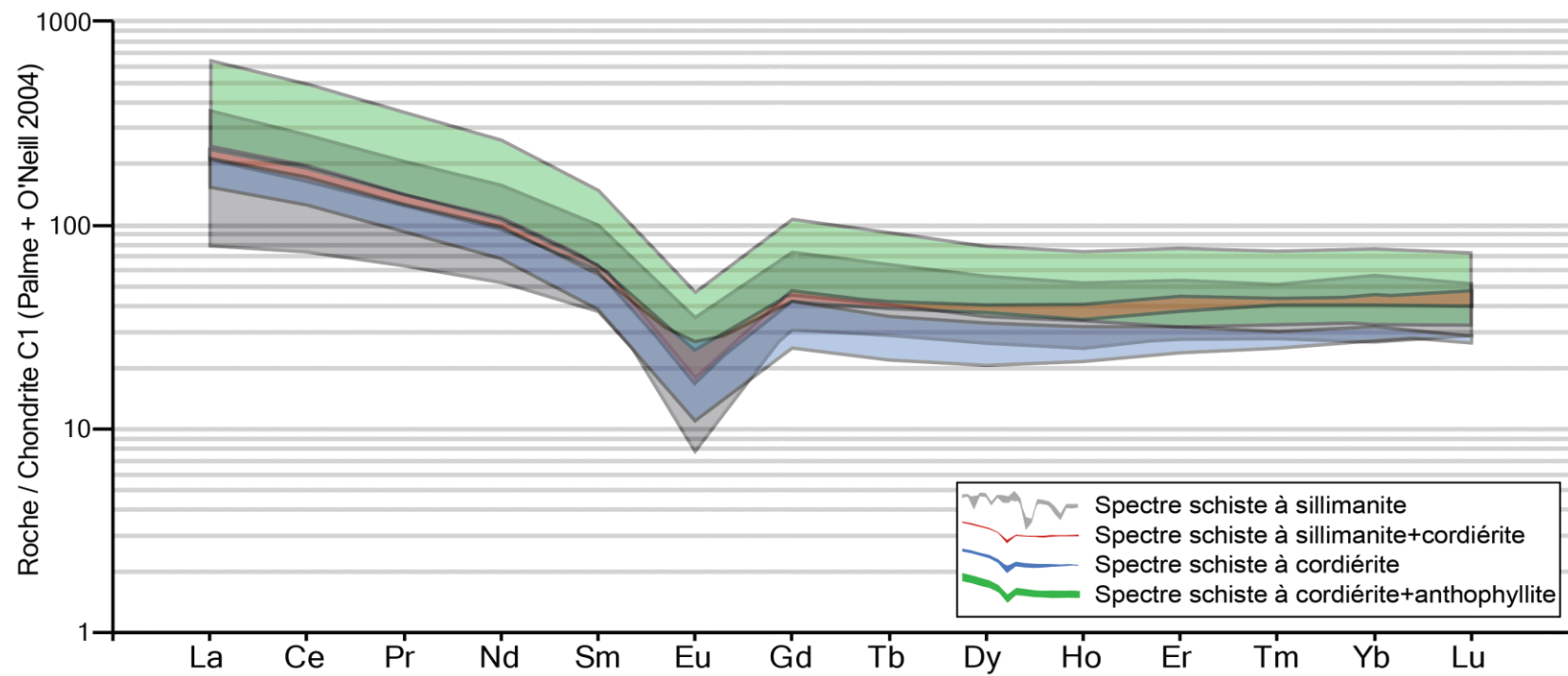


Figure 75 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 des différentes variantes des roches métavolcaniques felsiques. Les spectres conservent la même tendance mais un enrichissement général en éléments des terres rares est remarqué plus la roche est altérée et proximale aux lentilles minéralisées.

5.5 Interprétation de la typologie des altérations et distribution des assemblages minéralogiques

L'altération associée aux dépôts de SMV est guidée par trois éléments : l'apport illimité en eau de mer, une source de chaleur et une perméabilité structurale (Genna, 2015). La variabilité de l'altération est étroitement liée aux différences d'intensité entre ces facteurs. L'apport illimité en eau permet au système de perdurer. La source de chaleur permet la formation de cellules convectives à cause du réchauffement de l'eau de mer infiltrée en profondeur par des structures perméables. La température et la maturité du système entraînent différentes phases d'altération. Plus la température est élevée et le système mature, plus l'étendue de l'altération devient importante et d'autres phases d'altération se superposent à la première. Ainsi, l'altération la plus proximale à la minéralisation est plus intense.

Dans les dépôts de SMV, les roches altérées situées à proximité de la minéralisation se caractérisent communément par des variations de proportion des terres rares principalement légères. Étant donné que celles-ci sont plus mobiles que les terres rares lourdes, des translations verticales du spectre au niveau des terres rares légères sont constatées pour les roches échantillonnées à proximité des zones minéralisées lorsqu'elles sont comparées aux roches distales et moins altérées. Le phénomène de déplacement vertical du profil peut également être le résultat du changement de masse de certains éléments mobiles dans la roche altérée autres que les éléments des terres rares. Ce phénomène peut donc affecter tout le spectre entraînant une translation vers le haut ou le bas de la totalité de celui-ci dans le diagramme des terres rares normalisées à la chondrite C1 (Barrett et MacLean, 1994; Genna et al., 2014; Gifkins et al., 2005; MacLean et Barrett, 1993).

Il est important de considérer le comportement de l'euporium (Eu) dans les zones d'altération dominées par des roches volcaniques felsiques puisqu'il peut représenter un vecteur pour l'exploration des SMV (Genna et al., 2014). Cet élément existe dans un état divalent (Eu^{2+}) au sein des magmas felsiques et montre une compatibilité avec les feldspaths, principalement le plagioclase contrairement aux autres éléments des terres rares qui sont principalement trivalents (Gifkins et al., 2005; Rollinson, 1993). Lors d'épisodes d'altération hydrothermale dont les conditions permettent l'altération en séricite et en chlorite, le feldspath est détruit et l'euporium est libéré sous forme Eu^{2+} tandis que les autres éléments des terres rares restent généralement immobiles et se concentrent dans la roche altérée. L'euporium est transporté dans les fluides hydrothermaux acides et réduits jusqu'au plancher océanique pour ensuite être précipité. Les roches volcaniques felsiques altérées au mur des dépôts (footwall) tendent à avoir des anomalies négatives en euporium (Barrett et al., 1990; Gifkins et al., 2005; Peter et Goodfellow, 1996; Shikazono, 1999). Ce phénomène d'anomalie négative est observable dans les roches métavolcaniques felsiques échantillonnées pour l'étude. Étant donné que celles analysées sont toutes altérées, elles montrent une anomalie de forte amplitude tandis que, selon Condie (1993), les volcaniques felsiques fraîches de l'Archéen précoce et tardif se caractérisent par un spectre généralement plat pour l'euporium (figure 76, Palme et O'Neill, 2003).

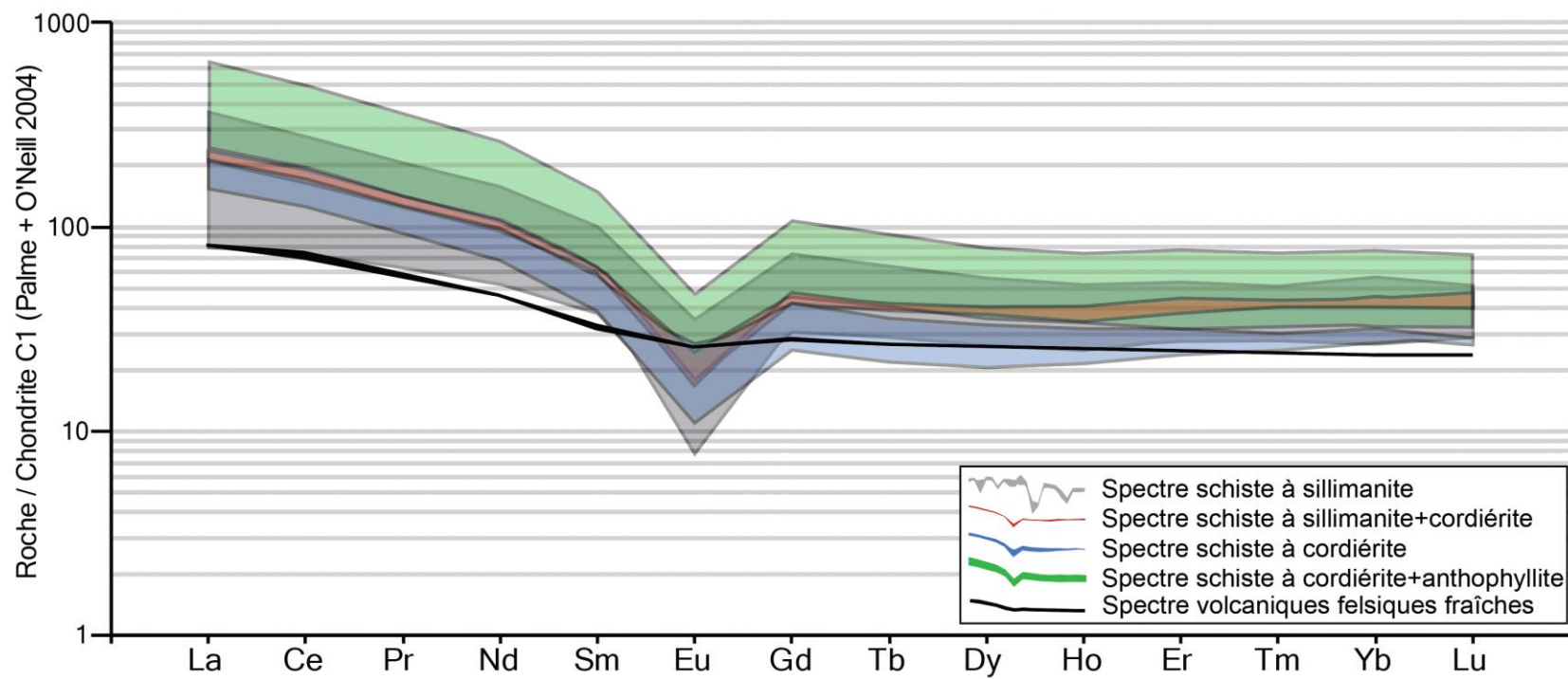
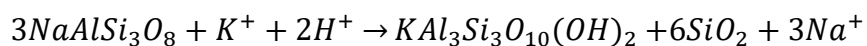


Figure 76 : Terres rares normalisées à la chondrite C1 des métavolcanites felsiques du dépôt de Coulon et des volcanites felsiques fraîches de l'archéen précoce et tardif (Condie, 1993). Les spectres des roches provenant de Coulon montrent une forte anomalie négative en europium si elles sont comparées aux roches fraîches.

Grâce aux calculs des bilans de masse, il est possible d'identifier une évolution de l'intensité d'altération tel qu'observée pour les dépôts de SMV classiques. Pour le cas de Coulon, cette zonalité d'altération a été divisée en quatre zones dont deux considérées comme intermédiaires : 1) alumineuse, 2) alumineuse et magnésienne, 3) magnésienne puis 4) magnésienne et ferreuse. Les zones d'altération observées sur le terrain d'étude peuvent être mises en parallèle avec des altérations issues de systèmes hydrothermaux reliés à des SMV classiques. Cette altération est visuellement reconnaissable sur le terrain selon les assemblages minéralogiques où les textures et la géochimie permet de valider les différents stades d'altération ainsi que leur intensité.

5.5.1 Zone alumineuse

L'altération la plus distale à la minéralisation, soit de quelques dizaines de mètres à plusieurs centaines de mètres, correspond à une zone alumineuse. Cette phase d'altération est très étendue dans le secteur à l'étude. Les porphyroblastes de sillimanite caractérisent les roches métavolcaniques felsiques les plus distales à la minéralisation. Cette zone alumineuse pourrait correspondre à la zone à séricite tel qu'illustrée sur la figure 77. En effet, la perte de sodium dans la roche et l'apport du potassium en solution permettent le remplacement de l'albite par la séricite et la cristallisation de quartz comme le montre l'équation suivante (Gifkins et al., 2005; Sánchez-España et al., 2000) :



Cette réaction entraîne une augmentation de la concentration en aluminium dans la roche altérée, ce qui produit, lors du métamorphisme, la recristallisation de phases minérales alumineuses tel que des porphyroblastes de sillimanite de type fibrolite. Cette zone inclut le

schiste à sillimanite. Étant l'une des principales unités rencontrées dans le secteur à l'étude, ce stade d'altération semble correspondre de la première phase d'altération à faible température (50-150°C). De manière syngénétique, ce stade d'altération reste actif du début à la fin du cycle d'altération hydrothermale et son étendue augmente graduellement. Un stade plus intense se forme au cœur de cette zone lorsque le système devient plus mature : amélioration de l'interaction entre le fluide et la roche, de la connectivité structurale et/ou augmentation de la chaleur.

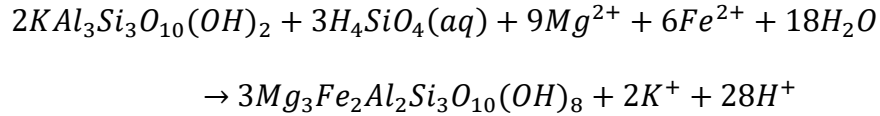
5.5.2 Zone de transition alumineuse et magnésienne

Dans le secteur de Coulon, l'augmentation de l'intensité d'altération est constatée par la présence de cordiérite dans l'assemblage minéralogique des roches métavolcaniques felsiques, et ce, de manière transitionnelle entre la zone alumineuse et la zone magnésienne discutée ci-dessous (figure 77). L'aluminium reste disponible à cause de la présence de séricite dont les proportions diminuent graduellement vers le cœur du système, ce qui explique la présence de porphyroblastes de sillimanite. Par contre, la présence de chlorite augmente graduellement lorsque la séricite diminue. La cordiérite se développe lors du métamorphisme en utilisant le magnésium contenu dans les chlorites. Le schiste à sillimanite + cordiérite correspond aux métavolcanites felsiques altérées à cette intensité d'altération.

5.5.3 Zone d'altération magnésienne

Le processus d'hydrothermalisme implique une grande quantité de magnésium à cause de sa concentration dans l'eau de mer ainsi que de fer mis en solution lors de l'interaction de cette eau de mer avec la roche. Lorsque la composition du fluide ainsi que sa

température atteignent les bonnes conditions, la réaction suivante se produit (Gifkins et al., 2005; Pisutha-Arnond et Ohmoto, 1983) :



Le magnésium et le fer dissous dans le fluide précipitent dans la roche environnante et entraînent la formation de chlorite lorsque ces deux éléments réagissent avec la séricite. Près des bordures extérieures de ce stade d'altération où la température est moins élevée qu'au cœur du système, la chlorite est plus riche en magnésium (figure 77). Pour le cas de Coulon, le schiste à cordiérite représente un stade d'altération surtout développé dans les roches métavolcaniques felsiques sur des épaisseurs d'au plus quelques dizaines de mètres et à proximité des lentilles minéralisées. Le contenu en magnésium entraîne la recristallisation métamorphique en cordiérite des minéraux à composition magnésienne tel que la chlorite magnésienne.

5.5.4 Zone d'altération magnésienne et ferreuse

Le changement entre la zone magnésienne et celle magnésienne et ferreuse se fait de manière transitionnelle. Dans ce cas, l'assemblage minéralogique de cette zone représente un stade plus avancé de l'altération à chlorite (figure 77). Au cœur du système, la température est plus élevée ce qui entraîne la formation de chlorite plus riche en fer. Ce stade est représenté dans le secteur à l'étude par le schiste à cordiérite + anthophyllite. La formation de l'anthophyllite pendant le métamorphisme se fait à partir du fer et du magnésium de la chlorite tandis que la cordiérite se forme à partir du magnésium. Vers les bordures

extérieures, le fer disponible n'est pas en assez grande quantité pour favoriser le développement de ces amphiboles.

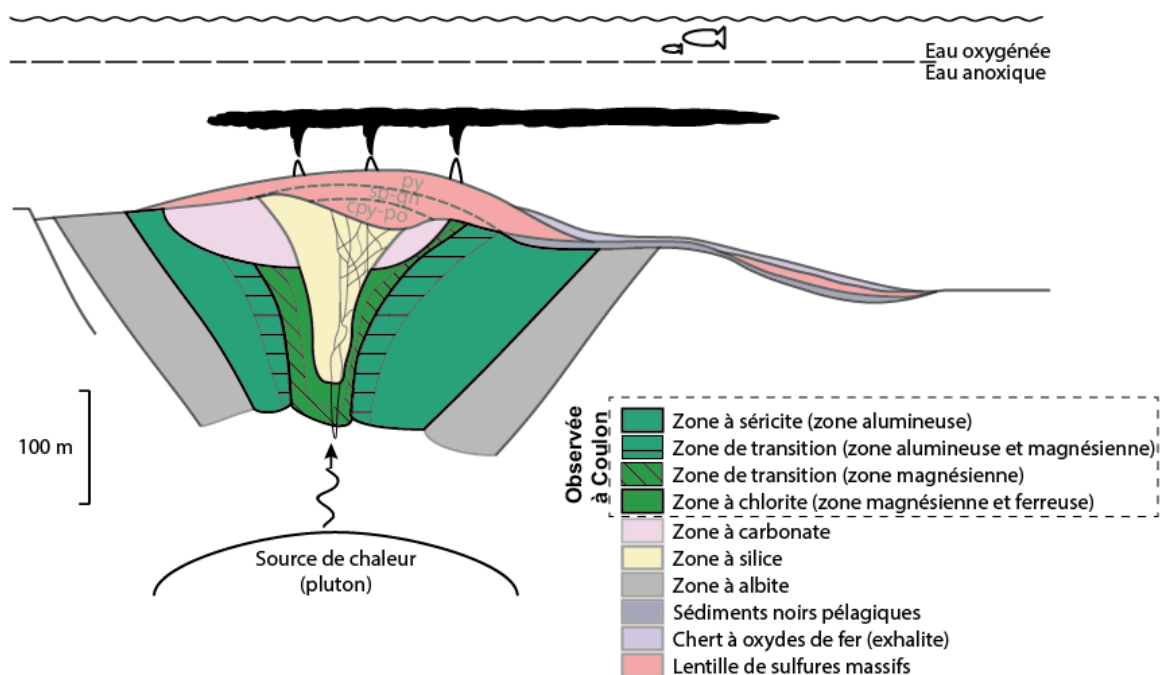


Figure 77 : Représentation des quatre zones d'altération observées à Coulon selon leur association avec les zones d'altération idéalisées d'une SMV classique (modifié de Jébrak et al., 2008).

5.6 Synthèse et interprétation préliminaire

L'évolution de l'altération observée à Coulon dans le secteur à l'étude est caractérisée par quatre zones distinctes dont deux intermédiaires : zone alumineuse, zone alumineuse et magnésienne, zone magnésienne puis zone magnésienne et ferreuse. Ces variantes d'altération sont exprimées selon les unités de schistes à sillimanite, à sillimanite + cordiérite, à cordiérite et à cordiérite + anthophyllite dont les contacts sont graduels. Selon les diagrammes des travaux de Large et al. (2001), les roches métavolcaniques felsiques échantillonnées ont tendance à se distribuer vers le pôle séricite (séricitisation) pour les schistes à sillimanite ainsi que vers le pôle chlorite (chloritisation) pour ceux à sillimanite + cordiérite, à cordiérite et à cordiérite + anthophyllite.

Les quatre variantes d'altération observées sur le terrain à l'étude peuvent être mises en parallèle avec une zonalité d'altération idéalisée pour les dépôts de SMV classiques. Deux principales zones d'altération peuvent être identifiées : zone à séricite et zone à chlorite riche en magnésium puis riche en fer. Cette zonalité caractéristique, illustrée à la figure 78, montre des similitudes avec les modèles des gisements de sulfures massifs du district de Noranda (âge archéen, (Galley et al., 2007)) et de la ceinture pyriteuse ibérique (âge carbonifère, (Galley et al., 2007)) dans lesquels la séricitisation est distale, la chloritisation est proximale et le contenu en fer de la chlorite augmente à proximité de la zone minéralisée.

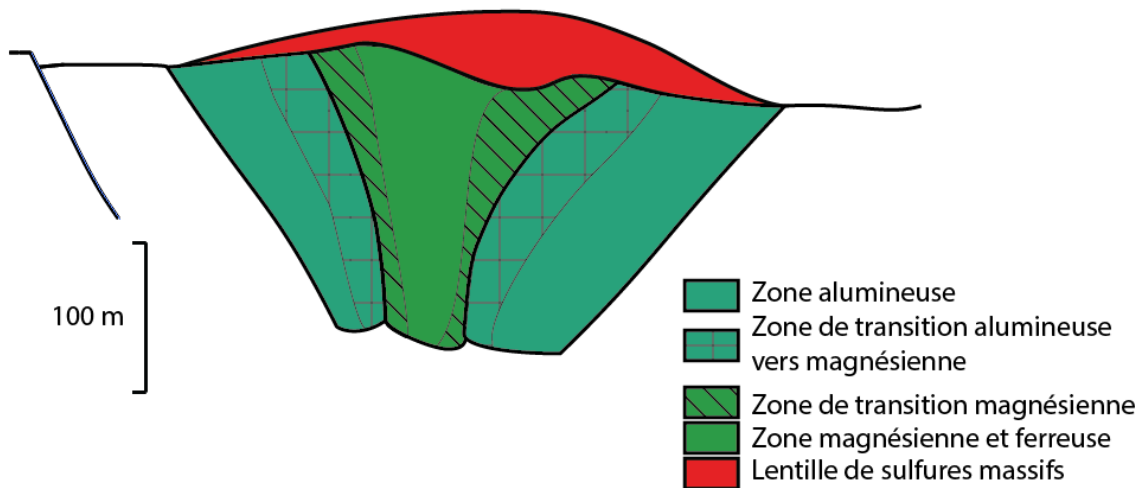


Figure 78 : Interprétation des zones d'altération observées dans le secteur du dépôt de Coulon. De manière distale une zone alumineuse se présente avec la présence de sillimanite. Deux zones de transition sont ensuite observées : la plus distale représente la zone alumineuse+magnésienne reconnue par la présence de sillimanite et de cordiérite et celle la plus proximale correspond à la zone magnésienne contenant uniquement de la cordiérite. La zone la plus proximale au système représente la zone magnésienne+ferreuse composée de cordiérite et d'anthophyllite.

CHAPITRE 6

Minéralisation

6.1 Introduction

Les caractéristiques des minéralisations de type SMV sont généralement mieux connues en contexte de faible métamorphisme. Les gisements de SMV associés à des roches volcaniques felsiques n'ayant pas ou peu subi de modifications sont caractérisés par une zonalité dans la distribution des différents sulfures (pyrrhotite, pyrite, galène, sphalérite, chalcopyrite). Cette zonalité se traduit par un enrichissement en cuivre à la base (au centre) tandis que le sommet est caractérisé par un enrichissement en zinc (Galley et al., 2007; Lydon, 1984; Lydon, 1988). En contexte de grade métamorphique élevé, ces caractéristiques sont toutefois modifiées. Pour le secteur à l'étude où le faciès supérieur des amphibolites a été atteint, il importe de définir les caractéristiques des amas de sulfures. Afin de bien interpréter les différentes phases métalliques du dépôt de Coulon ainsi que leur organisation, un total de 32 lames minces polies incluant de la minéralisation massive, semi-massive et disséminée ont été réalisées à partir des échantillons sélectionnés en forages (18) et en surface sur les tranchées (14). L'étude de la minéralisation se concentre sur le domaine nord incluant les tranchées TR-CN04-04 et TR-CN04-02, ainsi que les lentilles 08, 9-25 et 44 qui correspondent aux lentilles principales et qui totalisent une ressource de 14 Mt à 1,3% Cu et 3,9% Zn. Ce secteur semblait tout indiqué pour l'étude étant donné la disponibilité des données en profondeur. Certaines parties sur les tranchées du domaine sud exposant des sulfures disséminés seront également discutées. Ce chapitre traitera plus particulièrement des types de minéralisation rencontrés, de la typologie et l'aspect textural des phases métalliques, de leur distribution spatiale et de leur remobilisation.

6.2 Type et forme de la minéralisation

Le dépôt de Coulon est caractérisé par trois types de minéralisation: des zones à sulfures massifs, à sulfures semi-massifs et à sulfures disséminés. En forage, 18 échantillons (tableau 12) contiennent de la minéralisation incluant 8 à sulfures massifs, 7 à sulfures semi-massifs et 3 à sulfures disséminés. En affleurement, 14 échantillons (tableau 13) sont minéralisés incluant 1 à sulfures massifs, 2 à sulfures semi-massifs et 11 à sulfures disséminés. Les sections suivantes vont s'attarder à décrire les faciès de minéralisation massif, semi-massif et disséminé et la section 6.4 décrira l'organisation spatiale de ces faciès.

6.2.1 Zone à sulfures massifs

Les zones à sulfures massifs contiennent de 66 à 100% de sulfures. Cette zone correspond aux lentilles du domaine Nord (08, 9-25 et 44). La paragenèse métallique est sous forme de pyrite, pyrrhotite, sphalérite, chalcoppyrite et galène. En surface, l'échantillon de la lame mince 24 correspond à une zone à sulfures massifs associée à la lentille 08. En forage, les échantillons choisis sont associés aux lentilles 08, 9-25 et 44 et ils sont contenus autant aux bordures qu'au cœur de ces amas. Les lentilles du domaine nord ont une tendance sub-verticale. Elles ont une forte continuité verticale et horizontale pouvant atteindre respectivement 750 m (lentille 08) et 400 m (lentille 44). Dans le cas des lentilles 08 et 9-25, l'épaisseur des intersections économiques en forage semblent varier de manière aléatoire dans l'horizon minéralisé. Les épaisseurs sont métriques jusqu'à environ 15 m et localement 30 m. Celles-ci semblent varier de manière aléatoire dans l'horizon minéralisé. En profondeur ces lentilles deviennent horizontales. Par contre, la lentille 44 montre une épaisseur plus importante principalement à son centre. En effet, des intersections de forage économiques métriques sont recoupées en bordure, tandis qu'au cœur, celles-ci sont

d'environ 30 m. Pour un même forage, plusieurs zones à sulfures massifs alternées par des zones d'altération généralement minéralisées peuvent être recoupées donnant l'impression que l'horizon minéralisé se distribue au sein d'une enveloppe dont les minéralisations varient. Ce phénomène pourrait être attribué à l'effet du plissement ou de la transposition de la minéralisation ou simplement à la mise en place syngénétique de plusieurs lentilles. De manière générale, les sulfures situés en bordure des amas minéralisés semblent présenter une foliation développée selon l'alignement des sulfures et des minéraux non économiques tandis que le cœur des amas est massif.

6.2.2 Zone à sulfures semi-massifs

Les zones à sulfures semi-massifs correspondent généralement aux épontes des lentilles de sulfures massifs ou à la lentille elle-même. Le contact entre les deux faciès minéralisés est généralement graduel. Ce type de minéralisation est généralement en association avec les zones d'altération proximales (zone magnésienne et ferreuse), mais certains cas ne montrent que très peu d'altération. La proportion de sulfures présents varie de 31 à 65% et les phases métalliques sont la pyrite, la pyrrhotite, la sphalérite, la galène et la chalcopryrite. Les grains de sulfures se distribuent généralement de manière interstitielle aux minéraux de la gangue. Une foliation bien développée y est communément associée impliquant la présence de grains de pyrrhotite et de pyrite allongés selon cette fabrique localement plissée. Dans certains cas, cette structure permet la concentration des sulfures en minces bandes orientées selon la foliation.

6.2.3 Zone à sulfures disséminés

Certaines zones à sulfures disséminés ont été identifiées à la surface et en forage. De manière générale, ce type de minéralisation contient de trace à 30% de sulfures. La pyrite et la pyrrhotite constituent les phases métalliques majeures avec quelques traces de chalcopryrite et de sphalérite. Les sulfures se présentent sous forme xénomorphe avec des bordures généralement arrondies affectées par les phases minéralogiques en contact. Cette zone est communément en association avec les altérations distales. Un contact graduel avec le faciès à sulfures semi-massifs est observé à l'approche des zones d'altération proximale (zone magnésienne et ferreuse).

Tableau 12 : Type de minéralisation selon la lame mince pour les échantillons de forage.

Lentille	Forage	Lame-mince	Minéralisation disséminée (%)	Minéralisation semi-massive (%)	Minéralisation massive (%)
8	CN-04-15	CN13-RB-71	1		
	CN-04-15	CN13-RB-73			80
	CN-06-38	CN13-RB-62		60	
	CN-07-60	CN13-RB-75			90
	CN-07-71	CN13-RB-72			90
	CN-07-87	CN13-RB-74			100
09-25	CN-05-26	CN13-RB-67		50	
	CN-07-53	CN13-RB-65		35	
	CN-07-60	CN13-RB-69			90
	CN-08-149	CN13-RB-66	traces		
	CN-08-149	CN13-RB-68		50	
	CN-08-149	CN13-RB-70		60	
44	CN-07-72	CN13-RB-60		50	
	CN-07-83	CN13-RB-59		50	
	CN-07-83	CN13-RB-63			90
	CN-07-105	CN13-RB-55	1		
	CN-07-105	CN13-RB-64			80
	CN-07-116	CN13-RB-61			90

Tableau 13 : Type de minéralisation selon la lame mince pour les échantillons de surface.

Domaine	Lame-mince	Minéralisation disséminée (%)	Minéralisation semi-massive (%)	Minéralisation massive (%)
nord	CN13-RB-23	10		
sud	CN13-RB-12	traces		
	CN13-RB-14	traces		
	CN13-RB-44	1		
	CN13-RB-45	1		
	CN13-RB-08	2		
	CN13-RB-25	2		
	CN13-RB-26	5		
	CN13-RB-07	25		
	CN13-RB-09	30		
	CN13-RB-13	30		
	CN13-RB-16		45	
	CN13-RB-04		50	
	CN13-RB-24			90

6.3 Typologie des phases métalliques

6.3.1 Pétrographie et aspect textural

Les dépôts de SMV constituent des minéralisations polymétalliques. Ces sulfures montrent des caractéristiques et des textures variables. Pour le cas de Coulon, les phases métalliques observées sont la pyrite, la pyrrhotite, la sphalérite, la chalcoppyrite et la galène dont la sphalérite et la chalcoppyrite correspondent aux sulfures d'intérêt du dépôt. Les proportions des paragenèses métalliques observées dans les lames minces fabriquées à partir des échantillons de forage et de surface sont respectivement présentées dans les tableaux 14 et 15.

6.3.1.1 Pyrite

La pyrite constitue la phase métallique majeure rencontrée dans le secteur à l'étude. Cette phase métallique est identifiée dans les trois types de minéralisation selon des

proportions variant de traces à 80%. Elles se présentent de deux manières distinctes : 1) une pyrite xénomorphe et 2) une pyrite idiomorphe.

La pyrite xénomorphe est observable autant au sein d'une minéralisation massive que disséminée. Elle se caractérise par des bordures arrondies contrôlées par les phases minérales ou métalliques en contact. Dans certains cas observés en surface, ces sulfures ont enregistré la déformation et montrent des orientations préférentielles et localement des linéations d'étirement (figure 79A). Les bordures de ces pyrites peuvent être modifiées en fonction des minéraux du métamorphisme tel que la sillimanite.

La pyrite idiomorphe montre une forme cubique avec des bordures droites. Ce type de pyrite présente localement des points triples (figure 79B). Elle est communément rencontrée dans les échantillons de sulfures semi-massifs à massifs.

6.3.1.2 Pyrrhotite

La pyrrhotite est commune dans les échantillons selon des proportions allant de traces à 40%. Elle se caractérise par une couleur beige brunâtre à rosé et n'a pas de forme définie. Ce sulfure est généralement observé de manière interstitielle aux autres phases métalliques ou aux minéraux de la gangue. Localement, la pyrrhotite montre une texture pouvant s'apparenter à des globules (figure 80).

6.3.1.3 Sphalérite

La sphalérite correspond à la principale source de zinc pour le dépôt de Coulon. En lumière naturelle, ce sulfure est reconnaissable par sa couleur brune à rouge foncé tandis qu'en lumière réfléchie, il se caractérise par un ton de gris moyen-pâle (figure 81C et 81D). Cette phase métallique se distribue en amas de dimensions variables et est communément

interstitielle aux minéraux de la gangue et aux autres sulfures. Plus les échantillons contiennent une proportion élevée de minéraux se rapportant à la minéralisation, plus la sphalérite est abondante (figure 82A et 82B). Ces proportions varient de traces à 40%. De fines inclusions arrondies de chalcoppyrite y sont souvent observables et celles-ci sont communément alignées les unes par rapport aux autres selon des orientations variables (figure 82A). Ce phénomène peut se traduire par des textures de remobilisation qui seront traitées dans la section 6.5 de ce chapitre. Plus rarement, des inclusions xénomorphes de pyrrhotite, de pyrite, localement en cristaux automorphes, ainsi que de galène sont identifiables dans la sphalérite.

6.3.1.4 Chalcoppyrite

La chalcoppyrite, principale source de cuivre pour le dépôt de Coulon, se présente en amas grossiers sans forme définie, en inclusions ou associée aux bordures de pyrite (figure 82). Les trois types de faciès minéralisés peuvent contenir de la chalcoppyrite selon des proportions de traces à 15%. Les inclusions sont observées dans la pyrrhotite, la pyrite, la sphalérite ou la galène. Localement, la chalcoppyrite est interstitielle aux grains de pyrite. Dans ces cas, le sulfure de cuivre se concentre en remplissage entre les grains de pyrite ou à la jonction des points triples des grains de pyrite.

6.3.1.5 Galène

La galène est la phase métallique la moins fréquente dans les échantillons prélevés. Celle-ci est caractérisée par une couleur gris pâle en lumière réfléchie et par des triangles d'arrachement causés par sa forme cristalline (figure 83B). Cette phase métallique se distribue de manière interstitielle aux autres sulfures ou en inclusions dans la pyrite et la sphalérite (figure 83A).

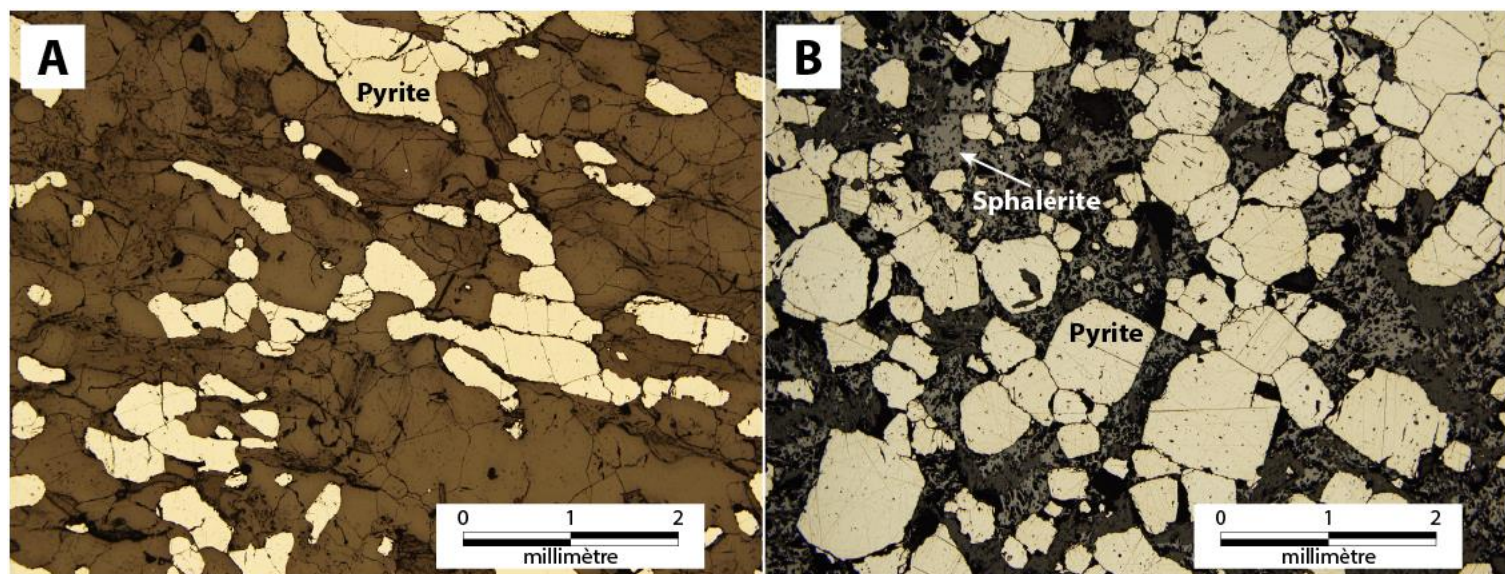


Figure 79 : Aspect textural de la pyrite en microscopie. A) Vue en lumière réfléchie de pyrites xénomorphes exposant une linéation d'étirement, lame mince CN13-RB-07. B) Vue en lumière naturelle de la paragenèse pyrite-sphalérite dans une zone de minéralisation à sulfures massifs. La pyrite est généralement idiomorphe avec des bordures droites, lame mince CN13-RB-72.

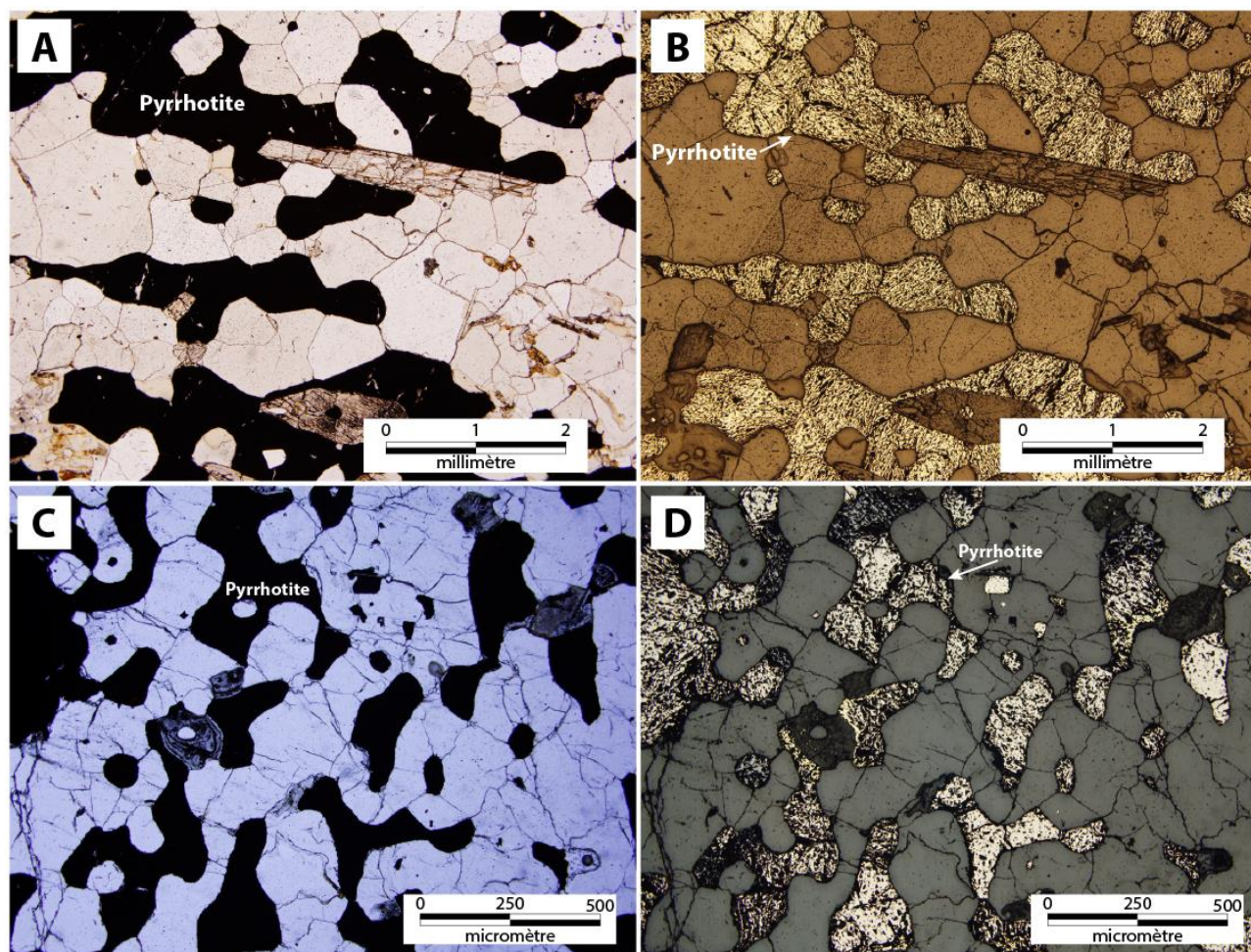


Figure 80 : Aspect textural de la pyrrhotite en microscopie. A) Vue en lumière naturelle de pyrrhotites aux bordures arrondies ayant localement l'apparence de globules, lame mince CN13-RB-13. B) Vue en lumière réfléchie de A), lame mince CN13-RB-13. C) Vue en lumière naturelle de pyrrhotites interstitielles dont les bordures sont arrondies ayant localement l'apparence de globules, lame mince CN13-RB-67. D) Vue en lumière réfléchie de C), lame mince CN13-RB-67.

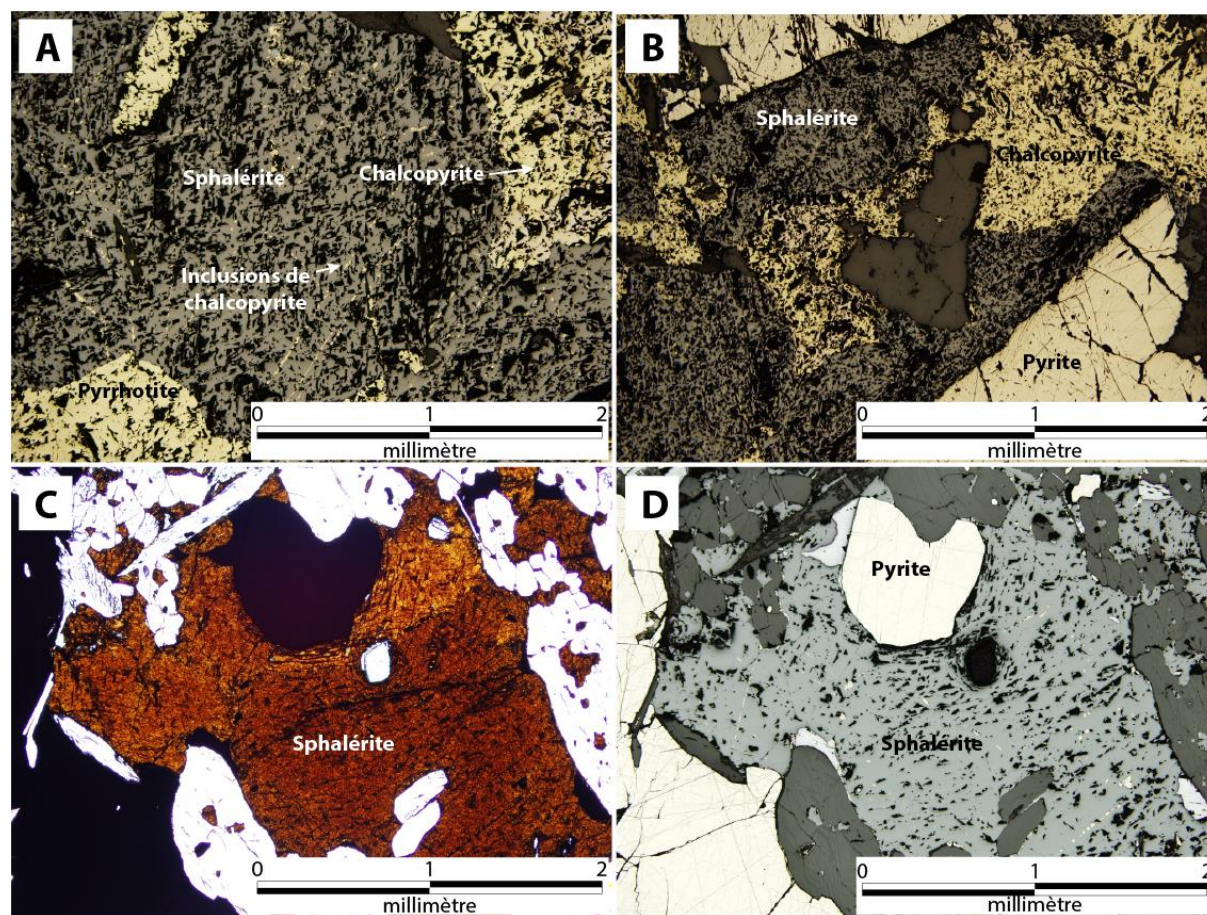


Figure 81 : Aspect textural de la sphalérite en microscopie. A) Vue en lumière réfléchie de la paragenèse sphalérite-chalcopyrite-pyrrhotite dans une zone de minéralisation à sulfures semi-massifs. La sphalérite contient de fines inclusions de chalcopyrite généralement alignées selon des orientations préférentielles, lame mince CN13-RB-60. B) Vue en lumière réfléchie de la paragenèse sphalérite-chalcopyrite-pyrite dans une zone de minéralisation à sulfures semi-massifs, lame mince CN13-RB-60. C) Vue en lumière naturelle de la sphalérite semi-opaque de couleur brun-rougeâtre avec inclusions sub-arrondies de gangue dans une zone de minéralisation à sulfures semi-massifs, lame mince CN13-RB-16. D) Vue en lumière réfléchie de C), lame mince CN13-RB-16.

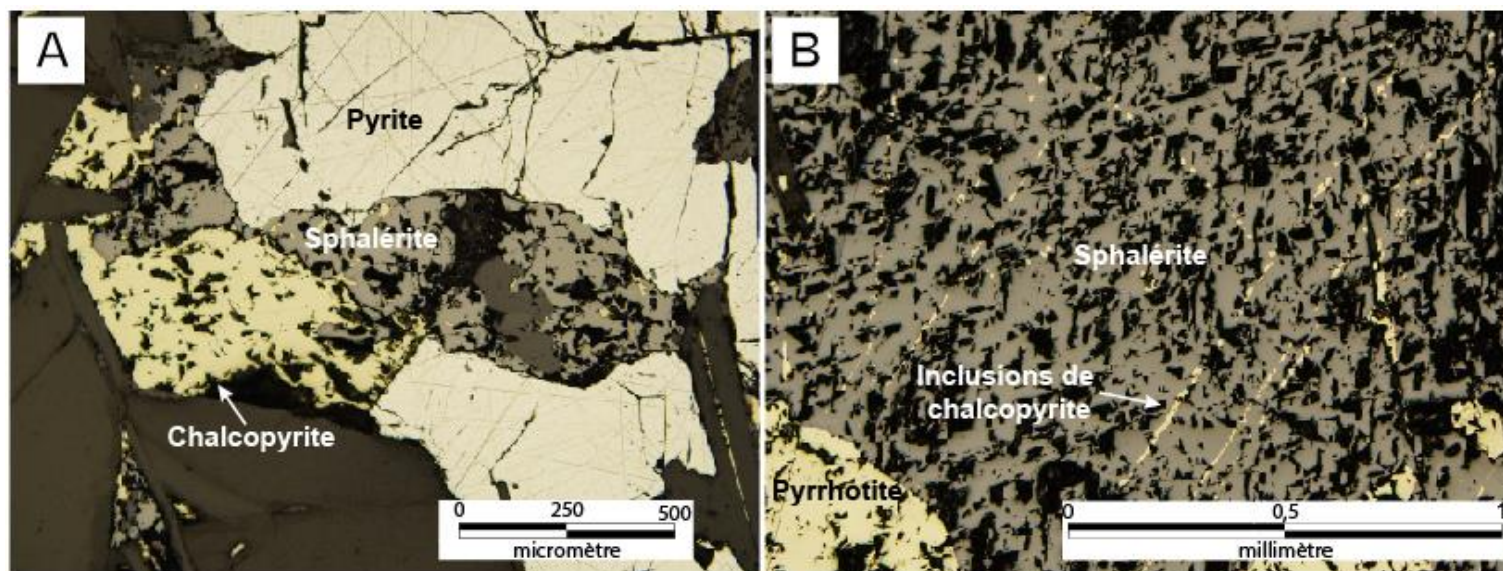


Figure 82 : Aspect textural de la chalcopyrite en microscopie. A) Vue en lumière réfléchie de la paragenèse chalcopyrite-sphalérite-pyrite dans une zone de minéralisation à sulfures massifs. La chalcopyrite se présente sans forme définie, lame mince CN13-RB-24. B) Vue en lumière réfléchie de la paragenèse pyrite-sphalérite-chalcopyrite dans une zone de minéralisation à sulfures massifs. La chalcopyrite se présente en fines inclusions alignées selon une orientation définie dans les grains de sphalérite, lame mince CN13-RB-64.

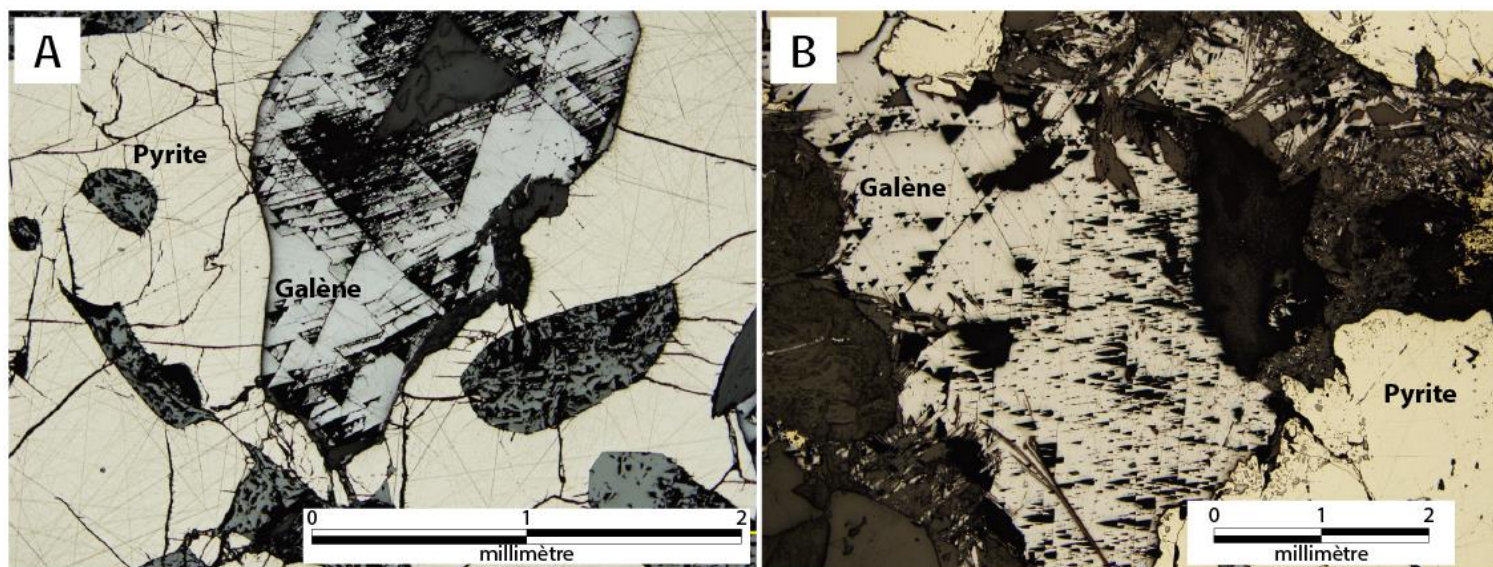


Figure 83 : Aspect textural de la galène en microscopie. A) Vue en lumière réfléchie de la paragenèse pyrite-galène dans une zone de minéralisation à sulfures semi-massifs. La galène, montrant des triangles d'arrachement, est en contact avec la pyrite caractérisée par des bordures arrondis, lame mince CN13-RB-16. B) Vue en lumière réfléchie de la paragenèse pyrite-galène-chalcopyrite dans une zone de minéralisation à sulfures semi-massifs. La galène se distribue de manière irrégulière et montre ses triangles d'arrachement. De fines inclusions arrondies de galène dans la pyrite caractérisent le contact entre les deux phases, lame mince CN13-RB-62.

Tableau 14 : Paragenèse métallique par lame mince pour les échantillons de forage.

Lentille	Forage	Lame-mince	Pyrite	Pyrrhotite	Sphalérite	Chalcoppyrite	Galène	Gangue
8	CN-04-15	CN13-RB-71	1	tr		tr		99
	CN-04-15	CN13-RB-73	40		35	5		20
	CN-06-38	CN13-RB-62	48	tr	2	5	5	40
	CN-07-60	CN13-RB-75	20	40	15	15		10
	CN-07-71	CN13-RB-72	50		40	tr		10
	CN-07-87	CN13-RB-74						
09-25	CN-05-26	CN13-RB-67	23	15	10	2		50
	CN-07-53	CN13-RB-65	1	30	tr	4		65
	CN-07-60	CN13-RB-69	45	20	10	15		10
	CN-08-149	CN13-RB-66	1					99
	CN-08-149	CN13-RB-68	38		10	2		50
	CN-08-149	CN13-RB-70	40	10	10	tr	tr	40
44	CN-07-72	CN13-RB-60	30	5	5	10	tr	50
	CN-07-83	CN13-RB-59	30	5	5	10		50
	CN-07-83	CN13-RB-63	40		35	15		10
	CN-07-105	CN13-RB-55	1					99
	CN-07-105	CN13-RB-64	74		5	1		20
	CN-07-116	CN13-RB-61	80	tr	10	tr	tr	10

Tableau 15 : Paragenèse métallique par lame mince pour les échantillons de surface.

Domaine	Lame-mince	Pyrite	Pyrrhotite	Sphalérite	Chalcoppyrite	Galène	Gangue
nord	CN13-RB-23	1	7		2		90
	CN13-RB-22						99
sud	CN13-RB-12	tr	Tr	tr			100
	CN13-RB-14	tr		tr			100
	CN13-RB-38						99
	CN13-RB-44	tr	1	tr			100
	CN13-RB-45	1			tr		99
	CN13-RB-08	1	1		tr		98
	CN13-RB-25	2	Tr	tr	tr		98
	CN13-RB-26	1	4	tr	tr		95
	CN13-RB-07	25		tr	tr		75
	CN13-RB-09	3	24	tr	3		70
	CN13-RB-13	1	28	tr	1	tr	70
	CN13-RB-16	25	Tr	10	tr	5	60
	CN13-RB-04	1	35	11		3	50
	CN13-RB-24	68	10	2	10		10

6.3.2 Composition chimique

L'utilisation de la microsonde électronique a permis d'obtenir des informations sur la composition chimique des grains provenant des différentes phases métalliques : pyrite, pyrrhotite, sphalérite, chalcopryrite et galène. Un total de 26 analyses de grains de sulfure ont été réalisées.

Les sulfures de fer observés dans la zone à l'étude correspondent à de la pyrite et de la pyrrhotite. Six pyrites et sept pyrrhotites ont été analysées. Les tableaux 16 et 17 montrent les résultats pour les pyrites et les pyrrhotites sélectionnées pour l'étude. La moyenne des valeurs obtenues pour le contenu moyen en fer se situe, pour la pyrite, à 46,22% et, pour la pyrrhotite, à 60,46% de leur composition totale. Les pyrites et les pyrrhotites analysées contiennent en moyenne 53,38% puis 39,34% pour le soufre, respectivement.

Au total, cinq analyses à la microsonde électronique ont été réalisées sur des grains distincts de sphalérite. Les compositions géochimiques obtenues pour cette phase métallique sont montrées dans le tableau 18. La valeur moyenne du zinc est de 59,09%, celle du fer est de 7,30% puis celle du soufre est de 33,48%. Les valeurs en fer sont caractérisées par des proportions élevées, diminuant l'abondance en zinc. La composition s'apparente à celle de la wurtzite dont la valeur théorique en zinc est de 62,64%, en fer de 2,43% et en soufre de 32,10%. Cette phase métallique correspond à un sulfure de zinc moins riche en zinc que la sphalérite et ayant une forme cristalline stable à plus haute température (Anthony et al., 1990).

La chalcopryrite de la zone d'étude a été analysée sur six différents grains à la microsonde électronique. Les résultats pour la chalcopryrite correspondent à des compositions

moyennes en cuivre de 34,63%, en fer de 30,10% et de soufre de 35,13% (tableau 19). Ces valeurs correspondent à celles théoriques pour la chalcopryrite (Anthony et al., 1990).

La galène, le sulfure le moins fréquemment observé dans la paragenèse métallique du dépôt de Coulon, a été analysée sur deux différents grains à la microsonde électronique. Dans le secteur à l'étude, ce sulfure est constitué en moyenne de 86,05% de plomb et de 13,70% de soufre (tableau 20). Des traces de zinc (0,13%) sont contenues dans la composition moyenne des galènes analysées.

Tableau 16 : Valeurs des analyses à la microsonde électronique pour la pyrite.

Analyses	Fe (%)	Zn (%)	S (%)	Pb (%)	Cu (%)	Ni (%)	Co (%)	As (%)
LM 69 B2	46,471	0,028	53,428	0,040	0,029	0,001	0	0,004
LM 69 A1	46,184	0,107	53,401	0,120	0,002	0	0,183	0,003
LM 74 A1	45,807	0,169	53,585	0,055	0,000	0,009	0,322	0,054
LM 74 B1	46,380	0	53,361	0,131	0,014	0	0,114	0
LM 65 A1	46,183	0	53,378	0,117	0,040	0	0,263	0,020
LM 65 C3	46,281	0	53,102	0,182	0,014	0,012	0,367	0,042

LM : lame mince

Tableau 17 : Valeur des analyses à la microsonde électronique pour la pyrrhotite.

Analyses	Fe (%)	Zn (%)	S (%)	Pb (%)	Cu (%)	Ni (%)	Co (%)	As (%)
LM 69 B3	60,137	0	39,737	0,104	0,011	0	0	0,011
LM 69 A3	60,432	0,032	39,427	0,098	0,011	0	0	0
LM 74 B4	60,324	0,145	39,387	0,076	0,038	0	0	0,030
LM 74 C4	60,452	0	39,357	0,082	0	0	0	0,109
LM 74 D4	60,670	0,032	39,192	0,049	0,000	0,043	0	0,015
LM 65 A3	60,755	0,037	39,070	0,037	0,022	0,032	0,003	0,044
LM 65 C1	60,442	0,107	39,187	0,089	0,047	0,026	0	0,102

LM : lame mince

Tableau 18 : Valeurs des analyses à la microsonde électronique pour la sphalérite.

Analyses	Fe (%)	Zn (%)	S (%)	Pb (%)	Cu (%)	Ni (%)	Co (%)	As (%)
LM 69 B1	7,153	59,009	33,648	0,065	0,041	0	0,015	0,070
LM 69 A4	7,413	59,069	33,438	0,017	0,055	0	0,009	0
LM 74 B2	7,313	59,075	33,543	0,018	0,018	0	0,006	0,028
LM 74 C2	7,330	59,169	33,343	0,063	0,095	0	0	0
LM 74 D2	7,292	59,107	33,443	0,085	0,067	0,004	0	0,001

LM : lame mince

Tableau 19 : Valeurs des analyses à la microsonde électronique pour la chalcoppyrite.

Analyses	Fe (%)	Zn (%)	S (%)	Pb (%)	Cu (%)	Ni (%)	Co (%)	As (%)
LM 69 A2	30,249	0	35,066	0,132	34,503	0,009	0	0,041
LM 74 B3	30,113	0	35,000	0	34,887	0	0	0
LM 74 C3	30,089	0	35,103	0,106	34,627	0	0	0,074
LM 74 D1	30,071	0,134	35,076	0,152	34,566	0	0	0
LM 65 A2	30,078	0,036	35,200	0,032	34,612	0	0,017	0,025
LM 65 C2	30,005	0	35,323	0,109	34,555	0	0	0,008

LM : lame mince

Tableau 20 : Valeurs des analyses à la microsonde électronique pour la galène.

Analyses	Fe (%)	Zn (%)	S (%)	Pb (%)	Cu (%)	Ni (%)	Co (%)	As (%)
LM 74 C1	0,067	0,103	13,721	86,009	0	0	0	0,100
LM 74 D3	0	0,164	13,682	86,088	0,045	0	0	0,020

LM : lame mince

6.4 Distribution spatiale de la minéralisation

Pour le cas à l'étude, les zones à sulfures massifs à semi-massifs de la lentille 44 ont été mises en parallèle avec les valeurs en zinc et en cuivre des échantillons historiques de la base de données de la compagnie partenaire. L'objectif était de vérifier s'il existe une zonalité ou une organisation dans la distribution de la minéralisation du dépôt. La lentille 44 a été sélectionnée puisqu'il s'agit de celle avec le plus important volume de minéralisation. Si les teneurs se distribuaient de manière désordonnée, l'hypothèse d'un contexte de remobilisation des lentilles pouvait être considérée. De manière classique une zonalité existe, ce qui entraîne un arrangement spécifique de l'abondance des sulfures (décroissance ou croissance des teneurs vers le centre, vers les bordures ou d'une part et d'autre de la lentille). Les figures 84 et 85 montrent la variation des valeurs en cuivre et en zinc des horizons minéralisés recoupés dans certains sondages en fonction de la profondeur. La section 12+50N réalisée par la compagnie partenaire à la suite de la campagne de forages de 2007, est montrée afin de situer les valeurs dans l'espace (Savard et al., 2009). Le choix de la section a été fait selon le nombre d'échantillons historiques dans les forages inclus sur cette section.

Il est difficile de déterminer une tendance claire dans la distribution des teneurs en zinc et en cuivre pour les sondages étudiés sur la section 12+50N. Le sondage CN-08-068 a intercepté trois horizons altérés et faiblement minéralisés. Le niveau altéré intercepté à plus faible profondeur est caractérisé par des valeurs en cuivre plus élevées que celui intercepté à plus grande profondeur où les valeurs en zinc sont plus élevées. L'horizon altéré recoupé entre ces deux derniers niveaux montre une diminution du zinc accompagnée d'une augmentation du cuivre du contact supérieur jusqu'à celui inférieur. Le sondage CN-08-127 intercepte la lentille à la plus faible profondeur sur la section 12+50N. Les bordures de

l'horizon de sulfures semi-massifs à massifs sont plus riches en zinc et moins riches en cuivre tandis que le cœur montre l'inverse (plus riche en cuivre et moins en zinc). Le sondage CN-07-63 intercepte la lentille sous CN-07-127 (environ 80 m plus profond) à deux reprises. Les valeurs en zinc et en cuivre montrent des variations similaires c'est-à-dire lorsque la teneur de l'un diminue ou augmente, la teneur de l'autre suit une tendance similaire. Par contre, l'horizon recoupé à une plus faible profondeur montre une bordure supérieure plus riche en zinc et celle inférieure plus riche en cuivre tandis que la bordure supérieure du second niveau minéralisé est plus riche en cuivre et la bordure inférieure plus riche en zinc. Le sondage CN-07-083 recoupe la lentille sous le sondage CN-07-63. Pour ce cas, la partie à plus faible profondeur est plus riche en cuivre qu'en zinc tandis que l'inverse est observé en profondeur. Plusieurs petits horizons de sulfures semi-massifs à massifs sont recoupés dans ce trou. Toutefois, l'horizon central semble être le principal. Celui-ci montre une augmentation des valeurs en cuivre vers le contact inférieur tandis que les valeurs en zinc diminuent drastiquement vers le centre de l'horizon pour augmenter légèrement vers le contact inférieur. Le centre de cette lentille est caractérisé par un changement soudain de la tendance où six échantillons montrent une diminution, une augmentation et une diminution des valeurs en cuivre et en zinc. Finalement, le sondage CN-07-089 intercepte trois niveaux altérés. Celui du centre contient un mince horizon de sulfures semi-massifs. Dans ce cas, la valeur en zinc au contact supérieur est plus élevée que celle du cuivre et le contact inférieur montre l'inverse.

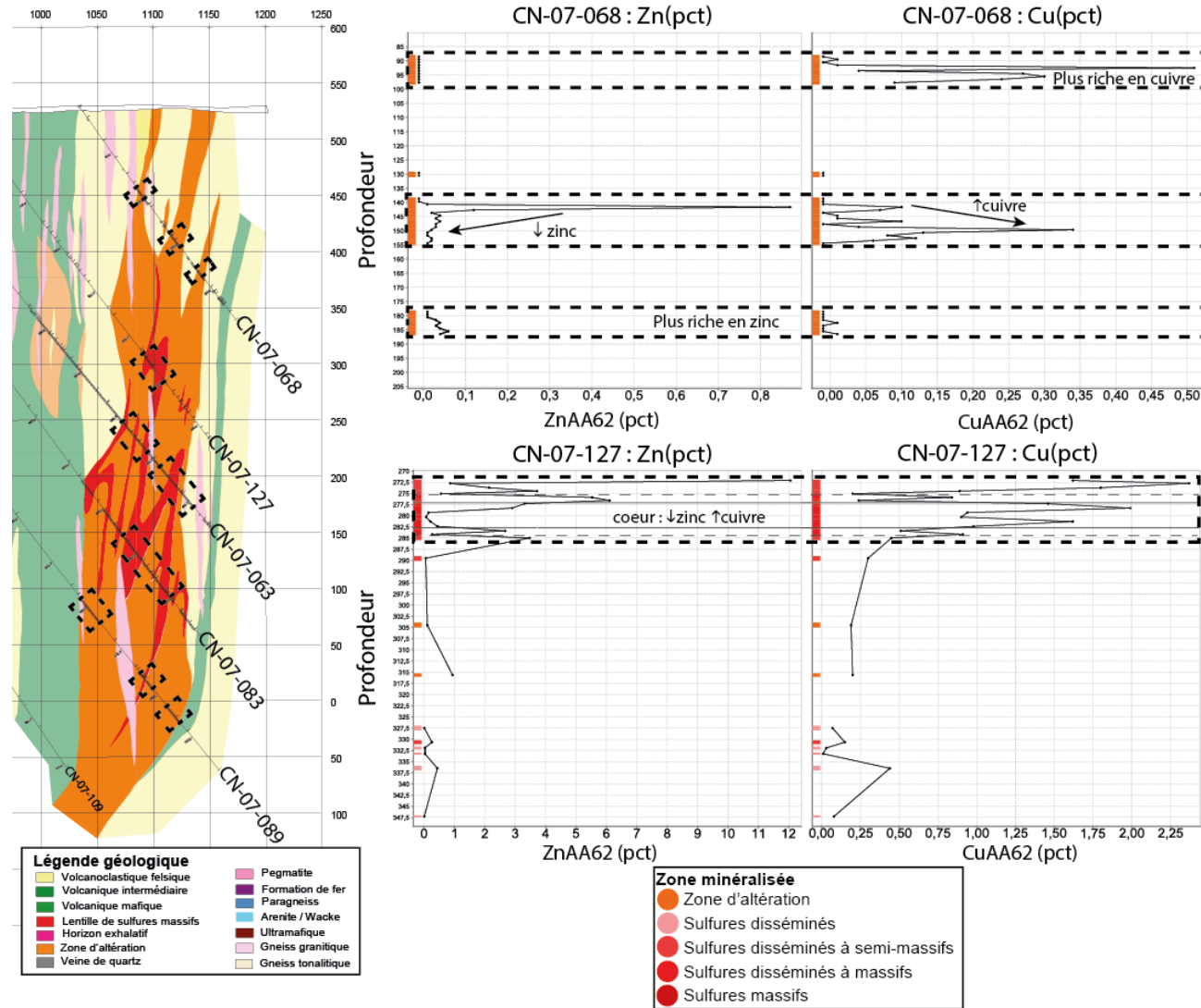


Figure 84 : Distribution des valeurs en cuivre, à droite, et en zinc, à gauche, des horizons minéralisés interceptés dans les forages CN-07-068 et CN-07-127 réalisés en 2007 par la compagnie partenaire. La section 12+50N provient de l'interprétation de la compagnie partenaire.

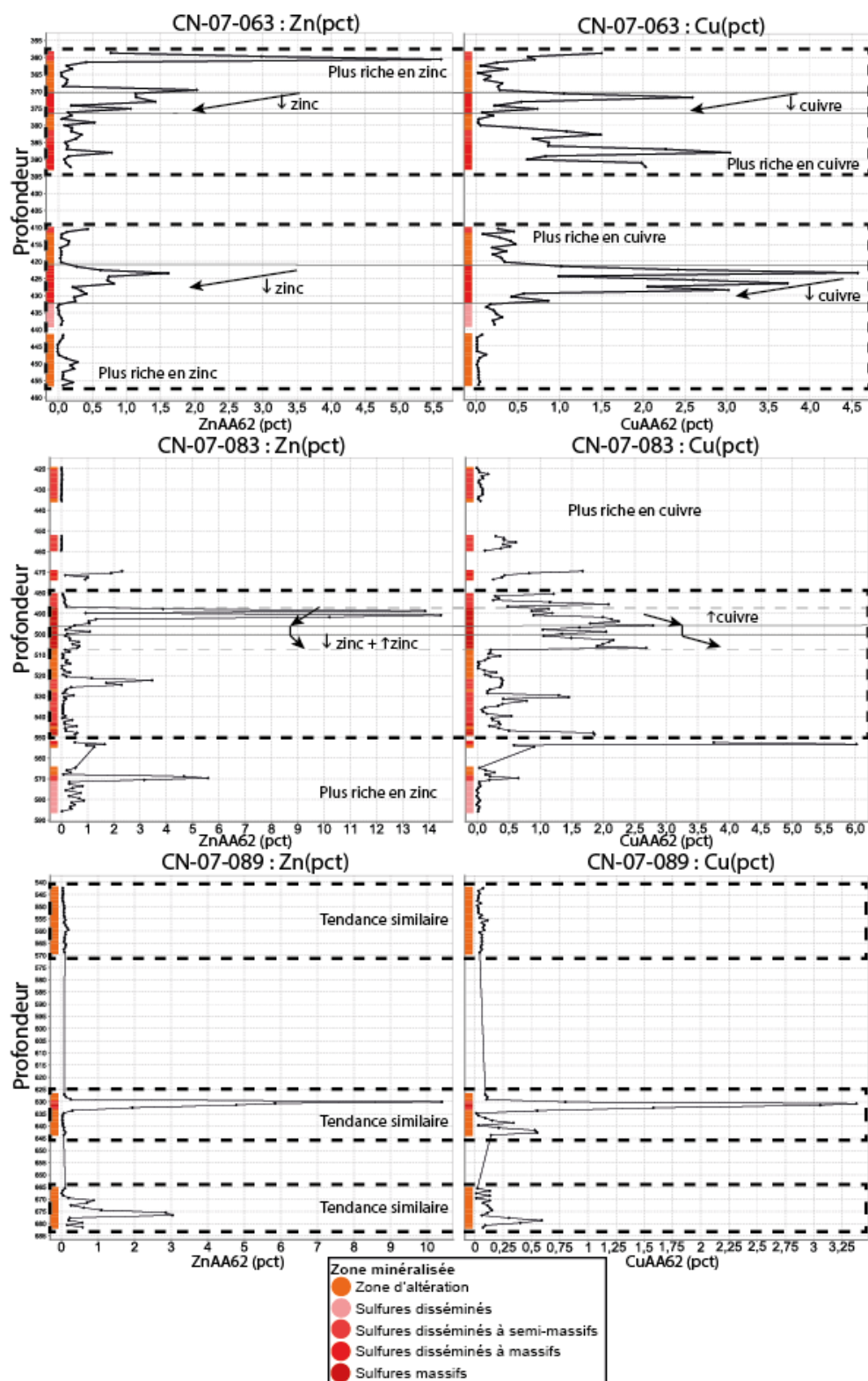


Figure 85 : Distribution des valeurs en cuivre, à droite, et en zinc, à gauche, des horizons minéralisés interceptés dans les forages CN-07-063, CN-07-083 et CN-07-089 réalisés en 2007 par la compagnie partenaire.

6.5 Textures pouvant être associées à la remobilisation des phases métalliques

Tel que discuté dans les chapitres 3 et 4, la zone à l'étude est déformée par plusieurs épisodes de déformation et est métamorphisée au faciès supérieur des amphibolites modifiant l'aspect des amas minéralisés. Plusieurs textures peuvent montrer des évidences de phénomènes de remobilisation des sulfures de manière mécanique, chimique ou métamorphique.

La pyrite présente plusieurs caractéristiques distinctes pouvant être associées à de la remobilisation mécanique (figures 86 et 87) :

- Fracture et bréchification de la pyrite qui est plus compétente que les autres sulfures (figure 87A).
- Texture porphyroblastique et poeciloblastique dont les fabriques primaires peuvent être oblitérées par les porphyroblastes non déformés et grossiers.
- Texture cataclastique (émiettement des minéraux) disparaissant avec l'augmentation du grade de métamorphisme.
- Présence de points triples (figures 86A et 87B).
- Plissement des horizons ou amas de sulfures (figure 86B).
- Pyrite de forme idiomorphe et augmentation de la grosseur des grains de pyrite résultant d'une recristallisation par transfert de masse (figure 86A).
- Linéation d'étirement de la pyrite dans les faciès à sulfures disséminés.

Pour le secteur de Coulon, certains phénomènes de remobilisation chimique, tels que ceux décrits dans les travaux de Vokes et Craig (1993), ont affecté la distribution de la chalcopryrite et la sphalérite (figure 88) :

- Le remplissage de chalcoppyrite entre les grains de pyrite recristallisés (figure 87B).
- L'accumulation de chalcoppyrite à la jonction des points triples développés localement par les pyrites (figure 87B).
- Le remplissage, par la chalcoppyrite et la sphalérite, des fractures affectant les pyrites déformées de manière cataclastique (figure 87A).

Enfin, les sulfures peuvent être remobilisés d'une façon métamorphique à partir de la fusion partielle de ceux-ci. Certaines textures observées à Coulon (figures 88 et 89) pourraient être le résultat de ce phénomène :

- Les fines inclusions de chalcoppyrite au sein de la sphalérite. Celles-ci sont localement préférentiellement alignées et montrent des proportions variables à l'intérieur d'un même grain.
- La paragenèse métallique de la lame mince CN13-RB-65 est interstitielle aux grains d'anthophyllite étant eux-mêmes le résultat de la recristallisation métamorphique (figure 89). Pour cet échantillon, la pyrite n'est dans aucun cas en contact avec la pyrrhotite et le minéral de transition entre les deux phases métalliques correspond à la chalcoppyrite.
- Localement, les contacts entre la pyrite et la galène montrent des textures de recristallisation (figure 88A). Dans ces cas, la pyrite est observée par sa croissance au sein de la galène, incluant ainsi des inclusions de galène dans ces pyrites recristallisées. La pyrite montre des bordures inégales et arrondies. La forme générale de ces inclusions est similaire à des gouttelettes, ce qui

pourrait représenter l'effet de la fusion partielle entre ces deux phases minérales.

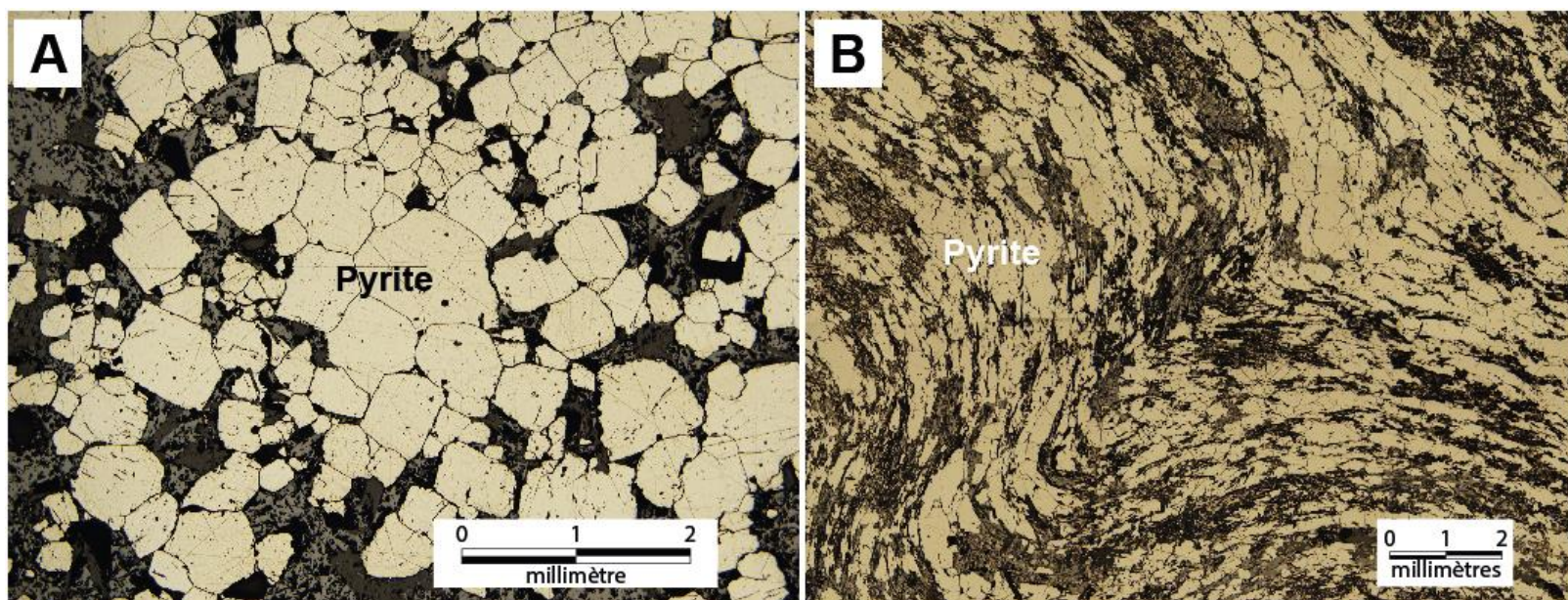


Figure 86 : Texture de remobilisation mécanique des sulfures. A) Vue en lumière réfléchie de pyrites idiomorphes avec de la sphalérite interstitielle. La pyrite montre localement des points triples une texture de recristallisation, lame mince CN13-RB-72. B) Vue en lumière réfléchie de l'effet de la déformation sur en bordure des zones de sulfures massifs. Les bandes riches en pyrite sont plissées et reprises dans la foliation principale, lame mince CN13-RB-61.

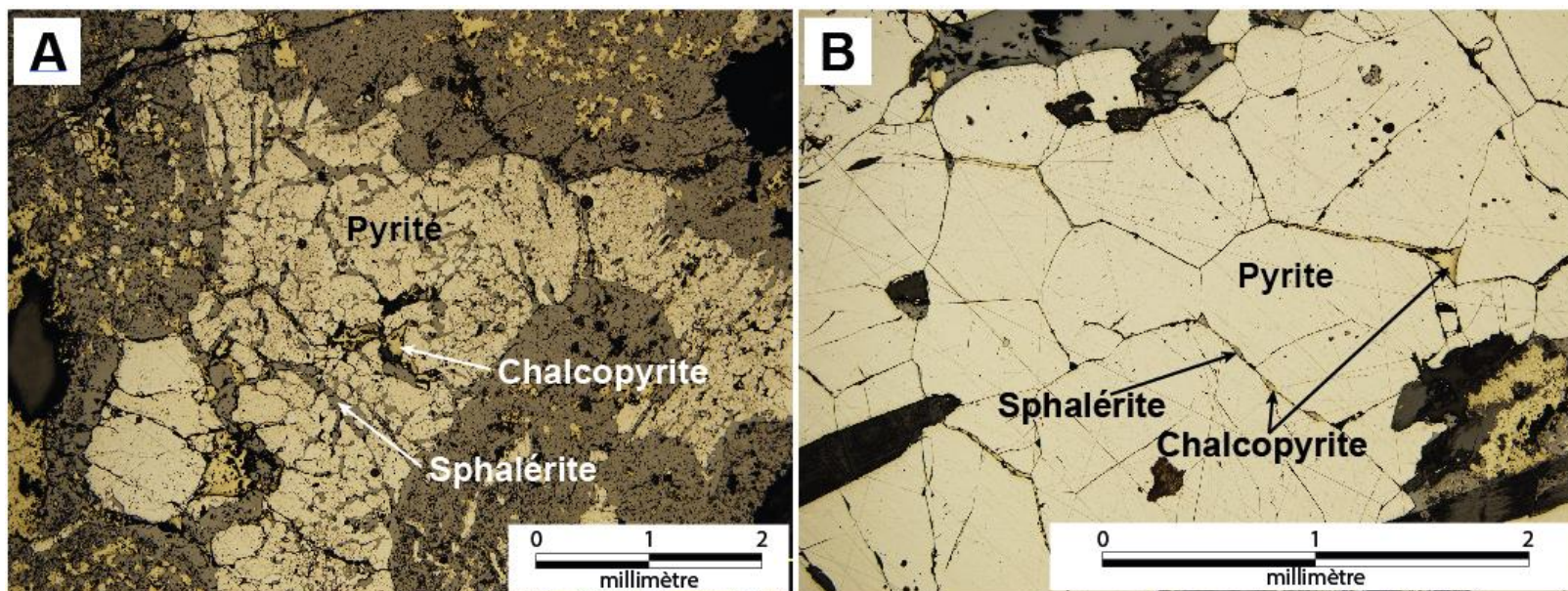


Figure 87 : Texture de remobilisation mécanique et chimique des sulfures. A) Vue en lumière réfléchie de pyrite déformée de manière cataclastique dont les fractures sont remplies par de la sphalérite et de la chalcopyrite, lame mince CN13-RB-63. B) Vue en lumière réfléchie de pyrites idiomorphes recristallisées montrant des points triples dont la jonction est localement remplie de chalcopyrite. La chalcopyrite apparaît également au contact entre les grains de pyrite, lame mince CN13-RB-75.

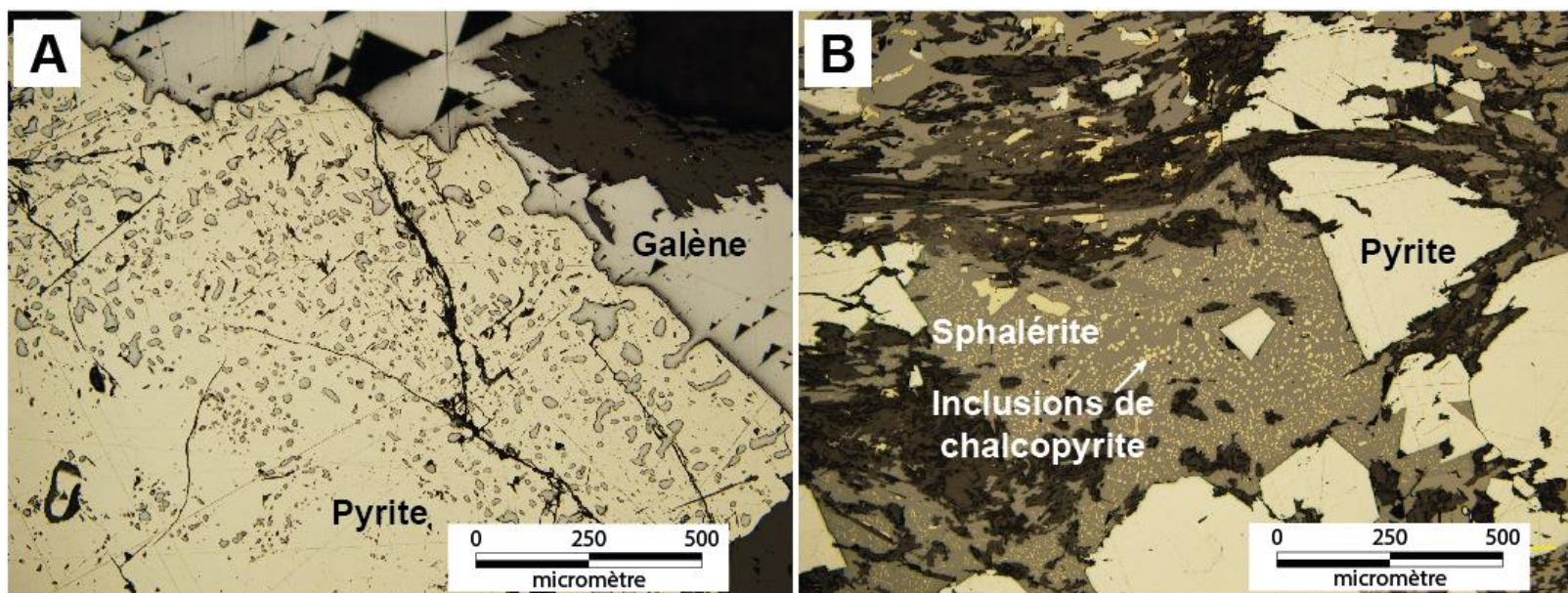


Figure 88 : Texture de remobilisation métamorphique des sulfures. A) Vue en lumière réfléchie d'une pyrite idiomorphe grossière résultant de la recristallisation en contact avec la galène. La bordure du grain de pyrite montre des fines inclusions de galène ressemblant à des gouttelettes et donnant l'impression qu'il y a croissance de la pyrite en dépit de la galène, lame mince CN13-RB-62. B) Vue en lumière réfléchie de la paragenèse sphalérite-galène-chalcoppyrite. La sphalérite contient des inclusions de chalcoppyrite (*chalcoppyrite disease*) montrant localement un alignement préférentiel représentant une texture de remobilisation métamorphique, lame mince CN13-RB-74.

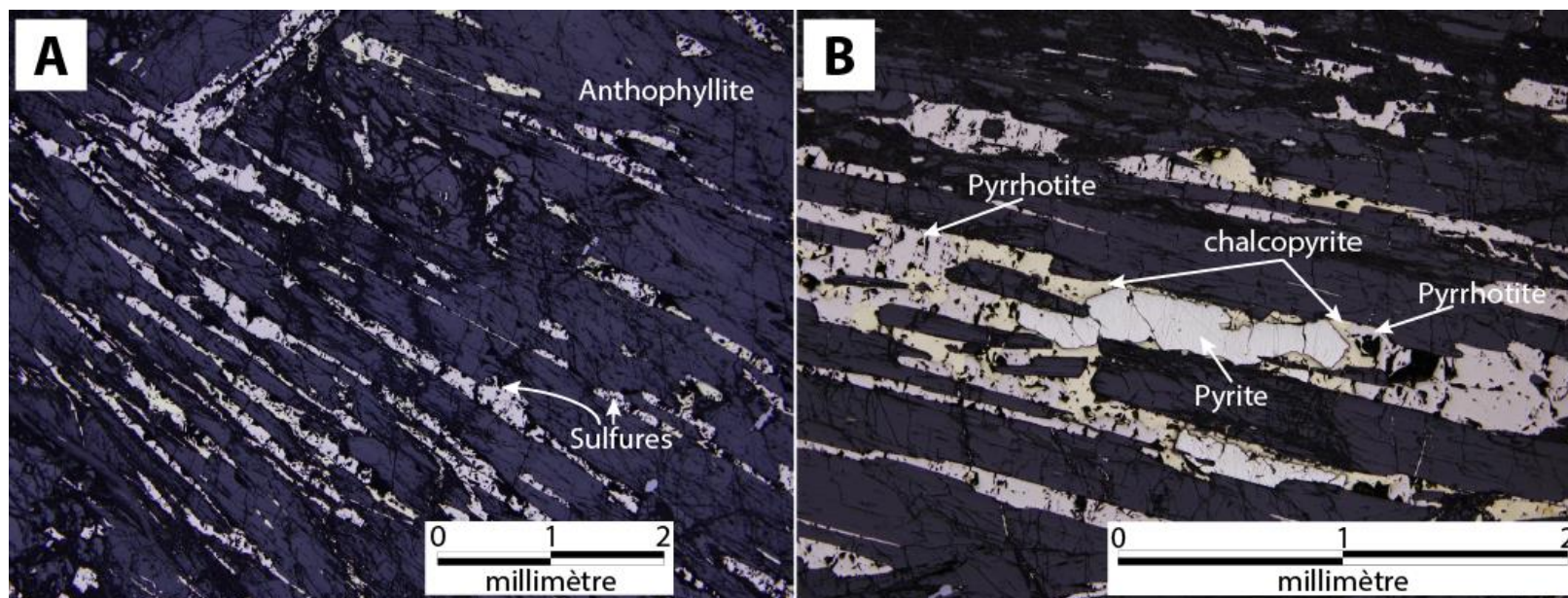


Figure 89 : Texture de remobilisation métamorphique des sulfures. A) Vue en lumière réfléchie de l'assemblage de sulfures pyrrhotite-pyrite-chalcopyrite qui se distribuent de manière interstitielle aux minéraux de la gangue (anthophyllite), lame mince CN13-RB-065. B) Dans aucun cas la pyrrhotite est en contact avec la pyrite puisqu'une accumulation de chalcopyrite sépare les deux phases métalliques. Ce phénomène pourrait être le résultat d'une remobilisation métamorphique qui semble stable aux conditions de pression et de température et à la nature des sulfures impliqués, lame mince CN13-RB-65.

6.6 Synthèse et interprétation préliminaire

L'étude de la minéralisation a permis de caractériser la composition, la distribution et les textures de la minéralogie du dépôt de Coulon. Ces travaux ont permis d'identifier certains phénomènes de remobilisation ayant affecté les lentilles. La minéralisation observable au sein du dépôt de Coulon reflète bien la paragenèse métallique d'un gisement de SMV classique : les sulfures de fer, la sphalérite, la chalcopryrite ainsi que la galène (Lydon, 1984). Toutefois, certaines caractéristiques texturales et compositionnelles de l'assemblage métallique montrent que les corps minéralisés ont été affectés par la déformation et le métamorphisme.

Les analyses à la microsonde électronique ont permis d'établir que le sulfure de zinc, présent dans les lentilles du secteur principal, correspond à une variété dont la composition est plus riche en fer que la sphalérite typique. Cette composition s'apparente à de la wurtzite, un sulfure de zinc dont la structure cristalline est stable à haute température. Les autres sulfures analysés à la microsonde (pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite et galène) montrent des valeurs respectant la composition théorique de chacun d'entre eux.

À grande échelle, selon les observations des sondages illustrés sur la section 12+50N interprétée par la compagnie partenaire, une certaine organisation des valeurs en cuivre et en zinc semble apparaître pour un même amas sulfuré. Par contre, elle est difficilement corrélable d'une intersection de forage à l'autre pour un horizon minéralisé. Il est donc plausible que les lentilles de sulfures massifs ont été affectées par la remobilisation. Le contexte de déformation du secteur et les multiples intersections d'horizons minéralisés pour un même sondage appuient l'hypothèse que les lentilles ont pu être plissées ou transposées. La possibilité de la mise en place de plusieurs amas minéralisés n'est toutefois pas écartée.

puisque la nature volcanoclastique de l'encaissant est favorable pour de la minéralisation de type remplacement. La figure 90 montre schématiquement les différentes géométries possibles pour le dépôt de Coulon.

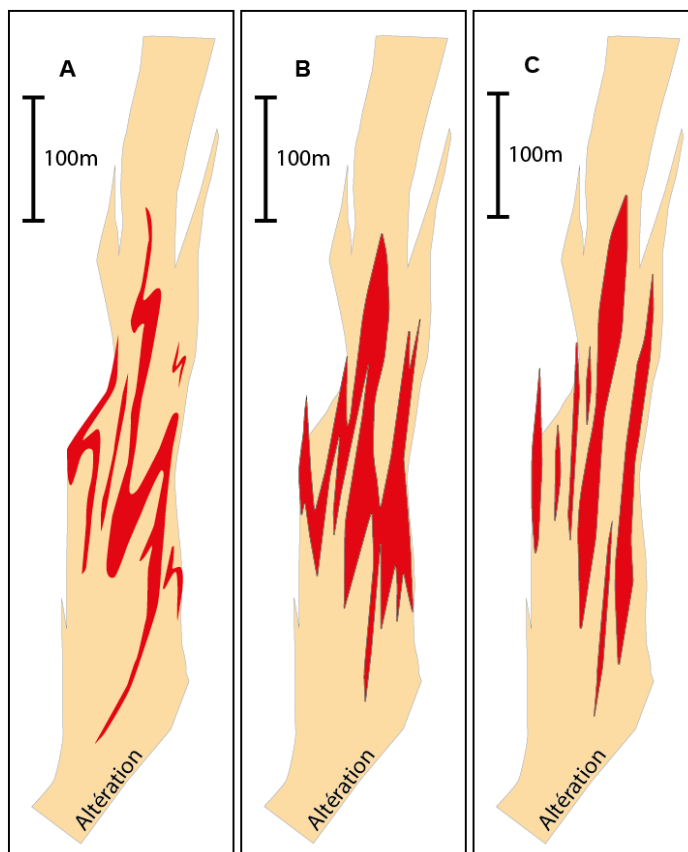


Figure 90 : Schéma illustrant les géométries possibles actuelles des lentilles minéralisées : A) interprétation par plissement établie par la compagnie partenaire. B) Interprétation par transposition. C) Interprétation de mise en place de plusieurs lentilles par phénomène de remplacement (Figure modifiée de Savard et al., 2009).

De manière microscopique, certaines textures supportent l'hypothèse que les sulfures des lentilles formant le dépôt de Coulon ont été affectés par la remobilisation. En effet, lors d'épisodes de métamorphisme et de déformation, les sulfures réagissent différemment selon leurs caractéristiques physiques. La remobilisation des phases métalliques peuvent s'effectuer de trois manières distinctes : 1) mécanique, 2) chimique ou 3) métamorphique.

- Les événements de déformation peuvent être responsables de la remobilisation de manière mécanique, soient par fluage (cataclastique, granulaire et dislocation) ou par diffusion, entraînant des transferts de masse. Les propriétés mécaniques étant différentes pour chaque sulfure, tous ces processus mécaniques peuvent s'effectuer au même moment (Tomkins, 2007) pour un amas de sulfures massifs et ce, autant dans des conditions de température et de pression basses qu'élevées (Marshall et al., 2000; Rutter, 1993). La remobilisation mécanique des sulfures est la principale remobilisation rencontrée dans le secteur à l'étude. Dans le cas de Coulon, les effets de la remobilisation mécanique sont principalement observés dans les sulfures de fer tel que la pyrite. La pyrite, étant plus résistante, contient fréquemment des fractures. Le changement de forme et d'orientation selon les contraintes de déformation sont également le résultat d'une remobilisation mécanique. Étant donné que les sulfures de fer représentent la proportion majeure des phases métalliques du dépôt de Coulon, les lentilles ont principalement été affectées par les phénomènes de fluage ou de diffusion (transfert de masse) et leur distribution spatiale sont le résultat des différents événements de déformation.
- La remobilisation des sulfures par méthode chimique se fait par la dissolution de certains sulfures au sein de solutions aqueuses lorsque la pression et la température de celles-ci le permettent (Pohl 1992), selon le phénomène de ségrégation par pression-solution (Gilligan et Marshall 1987). Les métaux ainsi contenus dans ces fluides, empruntant certaines fractures, failles et

structures perméables, sont précipités lorsque les conditions changent et deviennent favorables au dépôt des sulfures en solution. Ce type de phénomène peut s'effectuer lorsque le métamorphisme atteint des grades bas à moyen. Dans le cas de cette étude, la remobilisation chimique ou par solution aqueuse est enregistrée par la chalcoppyrite ainsi que la sphalérite. Ces sulfures remplissent les fractures de pyrite ou apparaissent à l'intersection des points triples de la pyrite. Ce phénomène est observable localement et à plus petite échelle.

- Les sulfures peuvent être remobilisés d'une façon métamorphique grâce à la fusion partielle de ceux-ci. L'anatexie des sulfures permet à une phase liquide de se développer et de circuler au sein de failles, et ce, à des grades de métamorphisme moyens à élevés. Le dépôt de Coulon a subi des conditions de température et de pression assez élevées pour permettre l'anatexie de certains sulfures et paragenèses métalliques. Des textures microscopiques confirment l'hypothèse de ce type de remobilisation tel que les fines inclusions de chalcoppyrite dans la sphalérite (*chalcoppyrite disease*) et la mise en place de sulfures (pyrite-pyrrhotite-chalcoppyrite) de manière interstitielle aux minéraux de l'altération issus du métamorphisme, et ce, de manière organisée. D'une part, les fines inclusions de chalcoppyrite au sein de la sphalérite représente une texture de remobilisation métamorphique nommée *chalcoppyrite disease* (Barton Jr et Bethke, 1987; Barton Jr, 1978; Govindarao et al., 2018; Zhang et al., 2014) (figure 88B). Selon Barton Jr et Bethke (1987), cette texture serait principalement le résultat du remplacement de la sphalérite riche en fer causé par la réaction du cuivre et du fer sous forme d'ions

transportés dans des fluides hydrothermaux. Toutefois, les récentes expérimentations de Govindarao et al. (2018) concluent que ces inclusions se forment dans les sphalérites contenant du fer par un mécanisme de diffusion du cuivre. Les auteurs proposent que la fusion partielle des sulfures représente le facteur principal du développement de cette texture et que celle-ci soit un critère pour la distinction des dépôts dont les sulfures ont été affectés par la fusion partielle. L'alignement préférentiel des fines inclusions pourraient représenter l'orientation de la foliation principale lors de la cristallisation. De plus, la proportion variable des inclusions dans un même grain de sphalérite confirme qu'il y a recristallisation de petits grains de sulfure de zinc en un seul plus grossier. D'autre part, sachant que le degré de métamorphisme du secteur de Coulon aurait atteint une température moyenne de 726 °C à une pression de 4,9 kbar, tel que discuté dans le chapitre 4, les travaux de Stevens et al. (2005) et de Brett et Kullerud (1967) permettent de penser que les assemblages galène + chalcopryrite + pyrrhotite + sphalérite ainsi que pyrite + galène ont atteint les conditions nécessaires pour entrer en fusion partielle.

CHAPITRE 7

Discussion et conclusion

7.1 Introduction

Ce chapitre permettra d'intégrer les données et les observations discutées dans les sections précédentes. Une intégration sera faite au niveau des lithologies, de la structure, du métamorphisme, des altérations et des minéralisations caractérisant le dépôt de SMV de Coulon. L'objectif de l'étude était de comprendre l'incidence de la déformation et du métamorphisme sur ce dépôt et sur les roches hôtes de la minéralisation en considérant les deux hypothèses limites suivantes :

1. D'une part, les lentilles sont modifiées simplement de manière géométrique, ce qui permet de conserver les caractéristiques primaires telles que la zonalité d'altération et la zonalité métallique.
2. D'autre part, les lentilles sont complètement remobilisées, ce qui a entraîné l'oblitération totale des caractéristiques primaires.

7.2 Contexte géologique

7.2.1 Lithologies

Les roches associées au dépôt de SMV de Coulon ont été classées selon leurs caractéristiques texturales et minéralogiques. Au total, six groupes lithologiques ont été déterminés :

- Schiste à sillimanite
- Schiste à sillimanite + cordiérite
- Schiste à cordiérite

- Schiste à cordiérite + anthophyllite
- Schiste à anthophyllite
- Amphibolite

Tel que représenté sur le diagramme des éléments immobiles titane et zirconium, la distribution des six groupes lithologiques montre trois relations linéaires indiquant que les roches ont des compositions felsiques, intermédiaires et mafiques. Les spectres des éléments des terres rares et des éléments traces de ces six variantes sont similaires et appuient le fait que ces roches viennent d'une source commune et ont subi une évolution magmatique. L'ensemble de points associés à la droite de faible pente correspond à une composition felsique et inclus les schistes à sillimanite, à sillimanite + cordiérite, à cordiérite et à cordiérite + anthophyllite. Selon la tendance linéaire et le comportement des spectres de terres rares de ces variantes, l'hypothèse que ces roches proviennent de la même origine est valide. La distribution étalée sur une même droite dans le diagramme Zr en fonction de Ti et le décalage des spectres de terres rares sont expliqués par le degré d'altération affectant chacune des quatre variantes. En effet, des gains ou des pertes en éléments mobiles dans la roche lors du passage des fluides hydrothermaux font varier, de façon relative, le contenu en éléments immobiles dont les éléments des terres rares qui sont considérés immobiles dans le secteur à l'étude.

La nature des roches considérées comme felsiques est discutable dans le secteur du dépôt de Coulon. Le contenu élevé en aluminium exprimé par la présence importante d'aluminosilicates (sillimanite) ainsi que la vaste distribution spatiale des roches interprétées comme des métavolcaniques felsiques pourraient laisser croire qu'il s'agit de roches métasédimentaires. Également, certaines textures semblent montrer une organisation

compositionnelle en bandes millimétriques à pluri-centimétriques plus ou moins riches en certaines phases minérales. Ces textures s'apparentent à une alternance de lits primaires (litage) typique aux roches sédimentaires. Par contre, la relation linéaire des échantillons selon le graphique du titane en fonction du zirconium et l'homogénéité des spectres des terres rares normalisées à la chondrite C1 puis des éléments traces normalisés au manteau primitif du groupe des roches dites felsiques semblent confirmer l'hypothèse qu'elles sont d'origine volcanique. Des horizons de métavolcanites felsiques avec une composante clastique peuvent expliquer ces caractéristiques ainsi que la masse importante de roches felsiques associées à la ceinture.

Selon la classification de Franklin et al. (2005a) considérant la composition des roches encaissantes, un SMV dans un environnement montrant plus de 80% de roches felsiques à faciès clastique est de type silicoclastique-felsique tel que les SMV de type Bathurst (Goodfellow et al., 2003). Toutefois, la nature volcanoclastique des roches hôtes à la minéralisation peut amener certaines différences dans le processus de mise en place par rapport à un gisement classique. Selon les travaux de Doyle et Allen (2003), la porosité de ces roches permet aux fluides hydrothermaux de circuler dans un encaissant saturé en eau de mer. Cette circulation entraîne alors précipitation des sulfures lorsque le fluide hydrothermal interagit avec l'eau de mer. Les roches volcanoclastiques sont fréquemment l'hôte de minéralisation de SMV formés par remplacement. Toutefois, ce phénomène n'empêche pas une accumulation de sulfures sur le fond océanique. C'est le taux de précipitation de sulfures sous le plancher océanique en fonction de celui sur le plancher océanique qui déterminera s'il s'agit d'un SMV de type remplacement ou de type classique. Pour le cas de Coulon, il est difficile d'en faire l'évaluation. Par contre, ces deux types de précipitation pourraient

coexister et expliqueraient en partie que certains forages sont caractérisés par de multiples intersections d'horizons minéralisés en sulfures massifs ou semi-massifs dans une même enveloppe d'altération (p. ex. lentille 44).

7.2.2 Structure

La complexité structurale dans le secteur du dépôt de Coulon est le résultat de plusieurs événements de déformation. Selon les observations, trois principales phases peuvent être discutées. La foliation principale serait le résultat de la déformation D1. Cette fabrique est ensuite replissée par une déformation D2. Les plis P2 sont communément observés sur le terrain. Ils sont localement replissés par une déformation D3. Cet événement, tout comme celui D2, ne montre pas ou peu d'empreintes à l'échelle de l'affleurement. La forte intensité de la déformation D1 encore observée résulterait de celles postérieures moins intenses. Ces multiples événements semblent être une cause importante de la remobilisation des lentilles à l'échelle du dépôt, et ce, selon le phénomène de remobilisation mécanique. En effet, un remodelage de ces amas sulfurés par fluage selon les contraintes appliquées lors des événements de déformations semble s'être produit, ce qui a entraîné le changement d'épaisseur, le plissement et/ou la transposition de ces horizons.

7.2.3 Métamorphisme

Le secteur du dépôt de SMV de Coulon est affecté par un métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites. Le thermobaromètre hornblende-plagioclase a été utilisé pour confirmer cette hypothèse. Les conditions obtenues sont une température de 726,6 °C et une pression de 4,9 kbar. Ce métamorphisme a affecté la paragenèse minérale initiale, ce qui explique la présence de sillimanite, de cordiérite et d'anthophyllite. Dans le cas de Coulon,

ces minéraux sont souvent présents sous forme grossière et n'enregistrent peu ou pas la fabrique principale. Cette forte empreinte de recristallisation métamorphique est le résultat de la présence de minéraux hydratés (chlorite, séricite) formés par l'hydrothermalisme syngénétique. Ceux-ci agissent comme préparation de terrain et expliquent l'impact du métamorphisme à la périphérie de la minéralisation.

7.2.4 Altération

Le dépôt de SMV de Coulon est caractérisé par une forte empreinte d'altération hydrothermale. Une zonalité est présente selon les changements minéralogiques dans les roches felsiques. Dans le cas à l'étude, quatre variantes d'altération en périphérie de la minéralisation ont été identifiées : la zone alumineuse, alumineuse et magnésienne, magnésienne puis magnésienne et ferreuse. Ces variantes ont des contacts graduels et sont associées avec les schistes à sillimanite, à sillimanite + cordiérite, à cordiérite et à cordiérite + anthophyllite. Elles correspondent selon leurs minéralogies et leurs géochimies aux zones à chlorite et à séricite classiques des gisements de SMV. Le contenu en aluminium dans la séricite puis en fer et en magnésium dans la chlorite permet la cristallisation de la sillimanite, de la cordiérite et de l'anthophyllite pendant le métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites. Les schistes à sillimanite sont issus de roches séricitisées tandis que les schistes à cordiérite + anthophyllite correspondent aux roches chloritisées. Les schistes à sillimanite + cordiérite et à cordiérite montrent l'évolution graduelle du système de la zone à séricite vers la zone à chlorite riche en fer. Cette zonalité caractéristique montre des similitudes avec les modèles des gisements de sulfures massifs du district de Noranda (âge archéen, (Galley et al., 2007)) et de la ceinture pyriteuse ibérique (âge carbonifère, (Galley et al., 2007)).

Selon les données obtenues à la microsonde électronique, la distribution de certains minéraux d'altération montre une relation intéressante. D'une part, l'anthophyllite se présente au sud tandis que la gédrite au nord. Il s'agit de deux amphiboles ferromagnésiennes, mais la gédrite contient de l'aluminium. Cette distinction géochimique implique que la zone d'altération proximale à la minéralisation dans le domaine nord est plus riche en aluminium que celle du domaine sud. Cette indication pourrait signifier que le système hydrothermal était moins mature vers le domaine nord puisque le fer était moins abondant dans la roche. D'autre part, le contenu en magnésium de la cordiérite varie spatialement selon sa proximité avec les zones minéralisées. Plus la cordiérite échantillonnée est distale au cœur du système, moins son contenu en magnésium sera élevé. La cordiérite semble donc représenter un bon indicateur de l'intensité de l'altération.

7.2.5 Minéralisation

Le dépôt de SMV de Coulon est associé à une paragenèse métallique à pyrite + pyrrhotite + chalcoppyrite + sphalérite + galène classique de ces types de dépôt. Les analyses à la microsonde électronique des sulfures confirment la chimie de ces phases métalliques. Toutefois, le sulfure de zinc, identifié visuellement comme de la sphalérite, contient plus de fer. Cette composition classe les grains analysés vers le pôle de la wurtzite. Ce type de sulfure de zinc se forme généralement à de plus hauts faciès métamorphiques puisqu'il est stable à des températures plus élevées.

La distribution des valeurs en zinc et en cuivre dans les lentilles semble montrer une certaine zonalité représentant les vestiges d'une zonalité syngénétique. Toutefois, cette organisation caractéristique des amas de sulfures massifs dans certains forages présente une hétérogénéité qui est difficilement corrélable avec les différents amas minéralisés. Les

horizons ne montrant aucun vestige de zonalité pourraient être expliqués par une minéralisation en remplacement dans l'unité volcanoclastique felsique. De plus, la remobilisation mécanique des lentilles est un phénomène pouvant expliquer cette variabilité à l'échelle du dépôt. Ce type de remobilisation, par fluage ou diffusion (transfert de masse), est associé aux contraintes lors des événements de déformation. Selon les contraintes appliquées, le fluage peut entraîner une migration des sulfures et une modification de la structure interne des lentilles minéralisées. Étant donné qu'il existe un certain arrangement dans la distribution du cuivre et du zinc pour certains des horizons interceptés, l'hypothèse de remobilisation du dépôt est valide mais ce phénomène semble limité dans l'espace.

Les évidences de remobilisation, autant mécanique, chimique, que métamorphique, sont observables à l'échelle microscopique. La principale remobilisation et celle ayant le plus affectée le dépôt de Coulon est celle mécanique. Les textures de la pyrite montrent l'effet de cette remobilisation contrairement aux autres sulfures moins compétents qui tendent à se déformer de manière ductile et à fluer. Les pyrites déformées et fracturées, la recristallisation en point triple et l'orientation préférentielle des sulfures (foliation, plissement) sont des textures typiquement observées dans les zones minéralisées. La remobilisation chimique s'effectue de manière plus locale. Elle est principalement le résultat du remplissage des fractures, généralement de la pyrite, qui sont remplies par la chalcopyrite et la sphalérite. De plus, le remplissage par la chalcopyrite de la jonction des points triples de la pyrite et du contact entre deux pyrites recristallisées sont également des phénomènes causés par la remobilisation chimique. La remobilisation métamorphique s'effectue par l'anatexie des sulfures. Les conditions de pression et de température ayant affecté le dépôt de Coulon pourraient indiquer que certaines paragenèses aient pu entrer en fusion partielle. Des textures

microscopiques permettent de confirmer cette hypothèse. En effet, les inclusions de galène en forme de globules en bordures arrondies et inégales de la pyrite ainsi que la paragenèse pyrite-chalcopryrite-pyrrhotite qui est injectée de manière interstitielle aux minéraux d'altération issus du métamorphisme (anthophyllite) pourrait être des phénomènes causés par la cristallisation de liquides sulfurés issus de la fusion partielle des sulfures. De plus, les fines inclusions de chalcopryrite dans la sphalérite (*chalcopryrite disease*) sont également le résultat de la fusion partielle. Ces inclusions se forment si le contenu du sulfure de zinc est riche en fer, confirmant ainsi les valeurs obtenues à la microsonde électronique et classant ce sulfure vers le pôle wurtzite.

Les lentilles minéralisées du dépôt de Coulon ont été modifiées au moins de manière partielle par trois types de remobilisation : mécanique, chimique et métamorphique. Ces phénomènes et leur chronologie sont associés avec le métamorphisme et la déformation. La remobilisation mécanique affectera le dépôt dès les plus bas grades de métamorphisme. Celle chimique suivra, ce qui peut être appuyé par le remplissage des fractures des pyrites déformées de manière cataclastique (phénomène mécanique de fluage) ou par le remplissage par la chalcopryrite de la jonction des points triples des pyrites (phénomène mécanique de diffusion). À plus haut degré de métamorphisme, la remobilisation par fusion partielle des sulfures se manifestera. Les trois types semblent pouvoir coexister si les conditions de pression et de température et que la paragenèse métallique sont favorables.

7.3 Interprétation génétique du dépôt

Les différentes observations faites sur le terrain et en laboratoire ont permis d'obtenir de l'information afin de fournir certaines pistes pour l'interprétation du mode de mise en place ainsi que des caractéristiques génétiques du dépôt de Coulon. Par contre, le

métamorphisme et la déformation ont joué un rôle important dans le secteur, impliquant certaines modifications sur le dépôt et rendant difficile une interprétation exacte. La figure 91 schématise respectivement le contexte de mise en place du dépôt et la géométrie actuelle de celui-ci.

Le dépôt de SMV de Coulon s'est mis en place au sein d'une séquence volcanique majoritairement composée de volcaniques felsiques à composante clastique intercalées avec quelques horizons volcaniques mafiques et intermédiaires. Les fluides hydrothermaux, responsables de la mise en place de la minéralisation, ont généré une zone à séricite (distale) et une zone à chlorite magnésienne puis ferreuse (proximale). La zone alumineuse (séricite) correspond aux schistes à sillimanite. Le schiste à sillimanite + cordiérite correspond à une transition entre la zone alumineuse et magnésienne. Les schistes à cordiérite représente la zone magnésienne (Mg-chlorite) et agit également comme une transition menant vers la zone ferreuse (Fe-chlorite) correspondant aux schistes à cordiérite + anthophyllite. Cette dernière variante se retrouve au cœur du système et est directement associée à la minéralisation. L'altération semble apparaître de manière préférentielle dans les roches métavolcaniques felsiques de composante clastique, même s'il existe certains horizons de métavolcanites intermédiaires et mafiques altérés. L'étendue de la zone alumineuse (schiste à sillimanite) est vaste. Elle peut être retrouvée à plusieurs centaines de mètres des amas sulfurés. La porosité de ce faciès volcanique semble être un facteur important dans le contexte du SMV de Coulon. En effet, cette bonne perméabilité a permis, d'une part, la circulation plus étendue des fluides hydrothermaux, expliquant la vaste altération de type alumineuse. D'autre part, ce genre d'environnement qui est caractérisé par une bonne porosité peut permettre une minéralisation de type remplacement lors de l'interaction des fluides hydrothermaux enrichis en métaux

avec l'eau de mer contenue dans les pores de la roche hôte. Ce phénomène de mise en place implique une altération de part et d'autre de la minéralisation et des zones à sulfures ne montrant pas ou peu de zonalité. Pour le cas de Coulon, ce style de minéralisation semble être accompagné de minéralisations en SMV classiques avec une mise en place sur le fond océanique. Ce contexte expliquerait que certaines roches, généralement mafiques et en contact avec la minéralisation, ne montrent pas l'empreinte de l'altération. De plus, les vestiges de zonalité métallique observés pour certaines intersections seraient associés à une lentille mise en place de manière classique mais ayant pu être modifiée et réorganisée par la déformation (remobilisation mécanique).

Les multiples épisodes de déformation et le métamorphisme ayant atteint le faciès supérieur des amphibolites ont fortement affecté le secteur du dépôt de Coulon. La déformation hétérogène a entraîné de l'aplatissement, du plissement et possiblement de la transposition. Par contre, les horizons minéralisés ne semblent pas seulement être la conséquence de la modification géométrique des lentilles mais également le résultat de la mise en place de deux styles de minéralisation : classique, dans un contexte silicoclastique-felsique, et en remplacement.

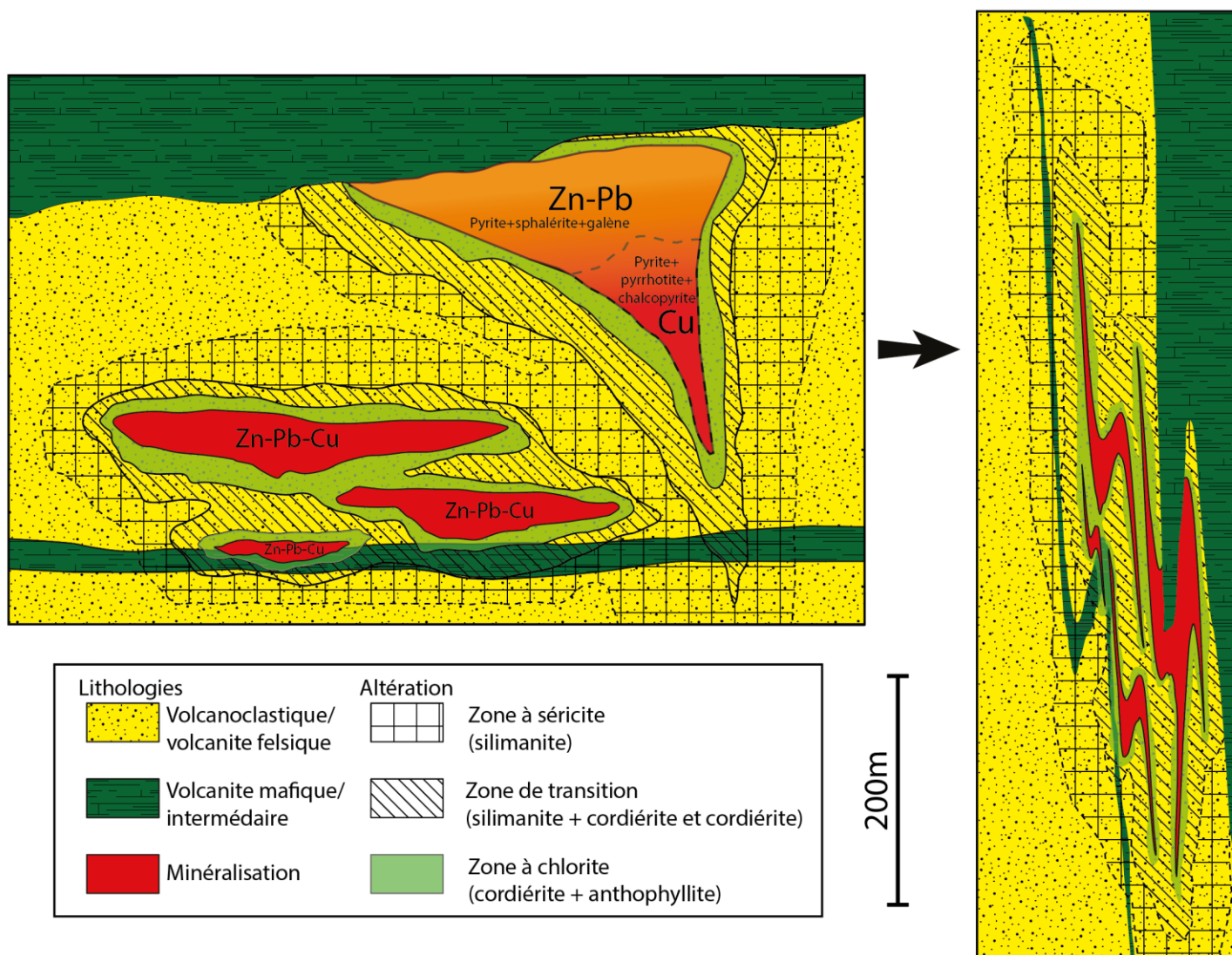


Figure 91 : Représentation schématique du contexte géologique lors de la mise en place du dépôt de Coulon puis de la géométrie actuelle vue en section.

7.4 Conclusion

Cette étude concernait le dépôt de sulfures massifs volcanogènes de Coulon dans le moyen-nord du Québec. Ce contexte regroupe six unités lithologiques distinctes classées selon leur caractéristiques minéralogiques et texturales. Ces groupes correspondent à des métavolcanites felsiques, intermédiaires et mafiques distinguables selon le ratio du titane sur zirconium. Les schistes à sillimanite, à sillimanite + cordiérite, à cordiérite et à cordiérite + anthophyllite représentent les unités felsiques. Les schistes à anthophyllite et les amphibolites correspondent respectivement aux métavolcanites intermédiaires et mafiques. Certaines textures d'organisation minéralogique et la vaste étendue des roches felsiques amenaient un doute sur l'origine volcanique de ces roches. Toutefois, la relation linéaire du ratio titane sur zirconium puis l'homogénéité des spectres des terres rares normalisées à la chondrite C1 et des éléments traces normalisés au manteau primitif confirment l'hypothèse qu'il s'agit de roches métavolcaniques felsiques à composante clastique.

Le secteur de Coulon a subi au moins trois événements de déformation, dont le premier montre les plus fortes empreintes. Celles-ci sont observées par la foliation principale et les linéations d'étirement bien développées, puis par le plissement affectant le secteur. Par contre, ces fabriques sont oblitérées de manière totale ou partielle près des lentilles minéralisées. Ce comportement est le résultat de l'effet du métamorphisme ayant atteint le faciès supérieur des amphibolites selon des conditions de température à 726,6 °C et de pression à 4,9 kbar.

La variabilité minéralogique des roches métavolcaniques felsiques résulte de l'intensité de l'altération et représente la zonalité primaire. Le dépôt de Coulon est caractérisé par une zone d'altération distale alumineuse évoluant graduellement vers une zone proximale

magnésienne à ferreuse. Les schistes à sillimanite représentent la zone alumineuse tandis que les schistes à cordiérite + anthophyllite correspondent à la zone magnésienne et ferreuse. Une transition entre ces zones d'altération s'effectue, de manière distale, avec les schistes à sillimanite + cordiérite et, de manière proximale, avec les schistes à cordiérite.

La minéralisation montre une paragenèse en pyrite + pyrrhotite + sphalérite + chalcopryrite + galène typique des SMV classiques. La zonalité primaire des lentilles est toutefois partiellement remobilisée par des processus mécaniques (fluage et diffusion), chimiques (solution aqueuse) et métamorphiques (fusion partielle). Ces phénomènes résultent du métamorphisme et de la déformation ayant affecté le secteur. Les différents types de remobilisation semble avoir coexisté entre eux selon des importances variables lorsque les conditions le permettaient.

Le dépôt de SMV de Coulon est encaissé dans un secteur où les lentilles ont subi les effets de la remobilisation résultant des contraintes pendant le métamorphisme et la déformation. L'étude a permis de constater que certaines caractéristiques primaires sont encore observables, comme la zonalité d'altération et le contexte lithologique. Par contre, il est plus difficile de déterminer le degré de préservation des caractères syngénétiques des lentilles de sulfures à l'exception de sa paragenèse métallique typique des gisements de SMV classiques. À la lumière de ces informations, le secteur de Coulon se situe entre les deux hypothèses limites de départ c'est-à-dire entre un dépôt modifié seulement de manière géométrique en conservant toutes les caractéristiques primaires ou complètement remobilisé et ayant oblitéré celles-ci. Selon les résultats, le contexte de Coulon tend à se situer vers la deuxième hypothèse bien que certains vestiges de caractéristiques syngénétiques sont distinguables.

Références

- Alt, J.C. 1995. Sulfur isotopic profile through the oceanic crust: Sulfur mobility and seawater-crustal sulfur exchange during hydrothermal alteration. *Geology* 23(7): 585-588.
- Anderson, J.L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh* 87(1-2): 125-138.
- Anderson, J.L., et Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80(5-6): 549-559.
- Anthony, J.W., Bideaux, R., Bladh, D., et Nichols, M.C. 1990. *Handbook of Mineralogy. Volume I. Elements, Sulphides, Sulphosalts*. Mineral Data Publishing, Tucson.
- Barrett, T.J., Jarvis, I., et Jarvis, K.E. 1990. Rare earth element geochemistry of massive sulfides-sulfates and gossans on the Southern Explorer Ridge. *Geology* 18(7): 583-586.
- Barrett, T.J., et MacLean, W.H. 1994. Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda area. *Exploration and Mining Geology* 3(2): 131-160.
- Barrie, C.T., et Hannington, M.D. 1999. Classification of volcanic-associated massive sulfide deposits based on host-rock composition. *Reviews in Economic Geology* 8: 1-11.
- Barton Jr, P., et Bethke, P.M. 1987. Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology. *American Mineralogist* 72(5-6): 451-467.
- Barton Jr, P.B. 1978. Some ore textures involving sphalerite from the Furutobe mine, Akita Prefecture, Japan. *Mining Geology* 28(150): 293-300.
- Blundy, J.D., et Holland, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to mineralogy and petrology* 104(2): 208-224.
- Bonnet, A., et Corriveau, L. 2007. Alteration vectors to metamorphosed hydrothermal systems in gneissic terranes. In: Goodfellow, W. and Kjarsgaard, I. (eds) *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5: 1035-1049.
- Brett, R., et Kullerud, G. 1967. The Fe-Pb-S system. *Economic Geology* 62(3): 354-369.
- Card, K.D. 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research* 48(1-2): 99-156.
- Condie, K.C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical geology* 104(1-4): 1-37.
- Daigneault, R., Faure, S., et Rafini, S. 2011. Géologie structurale appliquée à l'exploration minérale. *Dans Québec Exploration 2011*. SEG UQAC, Québec.
- Davis, G.H., Reynolds, S.J., et Kluth, C.F. 2011. *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley & Sons.

- Deer, W.A., Howie, R.A., et Zussman, J. 1963. Rock-Forming Minerals: Chain silicates. Longmans, London.
- Doyle, M.G., et Allen, R.L. 2003. Subsea-floor replacement in volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Ore Geology Reviews* 23(3–4): 183-222.
- Fershtater, G.B. 1990. Empirical plagioclase-hornblende barometer. *Geochemistry* 3: 328-335.
- Fossen, H. 2010. Structural Geology. First Edition éd. Cambridge University Press, Cambridge.
- Fossen, H. 2016. Structural geology. Second edition éd. Cambridge University Press.
- Franklin, J.M., Gibson, H., Jonasson, I., et Galley, A. 2005a. Volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology 100th anniversary volume* 98: 523-560.
- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., et Galley, A.G. 2005b. Volcanogenic massive sulfide deposits. in Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., and Richards, J. P., (Eds), *Economic Geology 100th Anniversary Volume*: 523-560.
- Franklin, J.M., Lydon, J.W., et Sangster, D.F. 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Dans* in Skinner, B.J. (Ed), *Economic Geology 75th Anniversary Volume* : Society of Economic Geologists. Society of Economic Geologists : Littleton, CO, United States, United States. pp. p. 485-627.
- Friesen, R.G., Pierce, G.A., et Weeks, R.M. 1982. Geology of the Geco base metal deposit. *Special Paper - Geological Association of Canada* 25: 343-363.
- Gaboury, D., et Pearson, V. 2008. Rhyolite geochemical signatures and association with volcanogenic massive sulfide deposits: examples from the Abitibi Belt, Canada. *Economic Geology* 103(7): 1531-1562.
- Galley, A.G. 1993. Characteristics of semi-conformable alteration zones associated with volcanogenic massive sulphide districts. *Journal of Geochemical Exploration* 48(2): 175-200.
- Galley, A.G., Bailes, A.H., Syme, E.C., Bleeker, W., Macek, J.J., et Gordon, T.M. 1990. Geology and mineral deposits of the Flin Flon and Thompson belts. *Sous la direction de. Dans* Manitoba (8th International Association for the Genesis of Ore deposits Symposium field trip guidebook no. 10), *Geol. Surv. Canada, Open file*, p. 136.
- Galley, A.G., Hannington, M.D., et Jonasson, I.R. 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits. *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication* 5: 141-161.
- Genna, D. 2015. Traceurs géochimiques pour guider l'exploration des SMV le long des tuffites de Matagami, Université du Québec à Chicoutimi.
- Genna, D., Gaboury, D., et Roy, G. 2014. Evolution of a volcanogenic hydrothermal system recorded by the behavior of LREE and Eu: Case study of the Key Tuffite at Bracemac-McLeod deposits, Matagami, Canada. *Ore Geology Reviews* 63: 160-177.

- Gifkins, C., Herrmann, W., et Large, R.R. 2005. Altered volcanic rocks: A guide to description and interpretation.
- Gilligan, L.B., et Marshall, B. 1987. Textural evidence for remobilization in metamorphic environments. *Ore Geology Reviews* 2(1-3): 205-229.
- Goodfellow, W.D., McCutcheon, S.R., et Peter, J.M. 2003. Massive sulfide deposits of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick and Northern Maine: Introduction and summary of findings. *Economic Geology Monograph* 11: 1-16.
- Gosselin, C., Simard, M., naturelles, Q.M.d.r., et Québec, G. 2000. Géologie de la région du lac Gayot (SNRC 23 M). [Québec]: Ministère des ressources naturelles.
- Govindarao, B., Pruseth, K.L., et Mishra, B. 2018. Sulfide partial melting and chalcopyrite disease: An experimental study. *American Mineralogist* 103(8): 1200-1207.
- Graham, C.M., et Powell, R. 1984. A garnet–hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *Journal of metamorphic Geology* 2(1): 13-31.
- Gresens, R.L. 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical geology* 2: 47-65.
- Grew, E.S., Locock, A.J., Mills, S.J., Galuskina, I.O., Galuskin, E.V., et Hålenius, U. 2013. Nomenclature of the garnet supergroup. *American Mineralogist* 98(4): 785-811.
- Hallberg, J.A. 1984. A geochemical aid to igneous rock type identification in deeply weathered terrain. *Journal of Geochemical Exploration* 20(1): 1-8.
- Hannington, M. 2013. Physics and chemistry of hydrothermal ore deposits, case studies. *Dans Short course - Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, O. University. Ottawa.
- Heimann Ríos, A. 2002. Zinc-rich spinels associated with Proterozoic base metal sulfide occurrences, Colorado, and their use as guides to metamorphosed massive sulfide deposits.
- Helovuori, O. 1979. Geology of the Pyhasalmi ore deposit, Finland. *Economic Geology* 74(5): 1084-1101.
- Hey, M.H. 1954. A New Review of the Chlorites. *Mineralogical Magazine* 30(224): 277-292.
- Holland, T.J.B., et Blundy, J.D. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to mineralogy and petrology* 116(4): 433-447.
- Jébrak, M., et Marcoux, É. 2008. Géologie des ressources minérales. Ministère des ressources naturelles et de la faune.
- Jébrak, M., Marcoux, É., Québec, G., et Laithier, M. 2008. Géologie des Ressources Minérales. Ministère des ressources naturelles et de la faune.
- Johnson, M.C., et Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17(9): 837-841.

- Klein, G.D. 1991. Basin sedimentology and stratigraphy; the basin fill. *Reviews in Economic Geology* 5: 51-89.
- Lacroix, J. 1992. Modifications structurales du dépôt de sulfures massifs archéen de Grevet, région de Lebel-sur-Quévillon. M. Sc. Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi.
- Large, R.R. 1992. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits; features, styles, and genetic models. *Economic Geology* 87(3): 471-510.
- Large, R.R., Gemmell, J.B., Paulick, H., et Huston, D.L. 2001. The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic geology* 96(5): 957-971.
- Laval, U. 2013. Laboratoire de microanalyse. Disponible à <http://www.ggl.ulaval.ca/recherche-et-innovation/laboratoires/laboratoire-de-microanalyse/> [cité].
- Leake, B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *The Canadian Mineralogist* 16(4): 501-520.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., et Krivovichev, V.G. 1997. Report. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical magazine* 61(2): 295-321.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., et Schumacher, J.C. 2004. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *Mineralogical Magazine* 68(1): 209-215.
- Leshner, C.M., Goodwin, A.M., Campbell, I.H., et Gorton, M.P. 1986. Trace-element geochemistry of ore-associated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 23(2): 222-237.
- Lévy, A.M. 1894. Étude sur la détermination des feldspaths dans les plaques minces, au point de vue de la classification des roches. Librairie Polytechnique, Baudry.
- Lydon, J.W. 1984. Ore deposit models; 8, Volcanogenic sulphide deposits; Part I, A descriptive model. *Geoscience Canada* 11(4): 195-202.
- Lydon, J.W. 1988. Ore deposit models# 14. Volcanogenic massive sulphide deposits Part 2: Genetic models. *Geoscience Canada* 15(1).
- MacLean, W., et Kranidiotis, P. 1987. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration; Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology* 82(4): 951-962.
- MacLean, W.H. 1990. Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita* 25(1): 44-49.

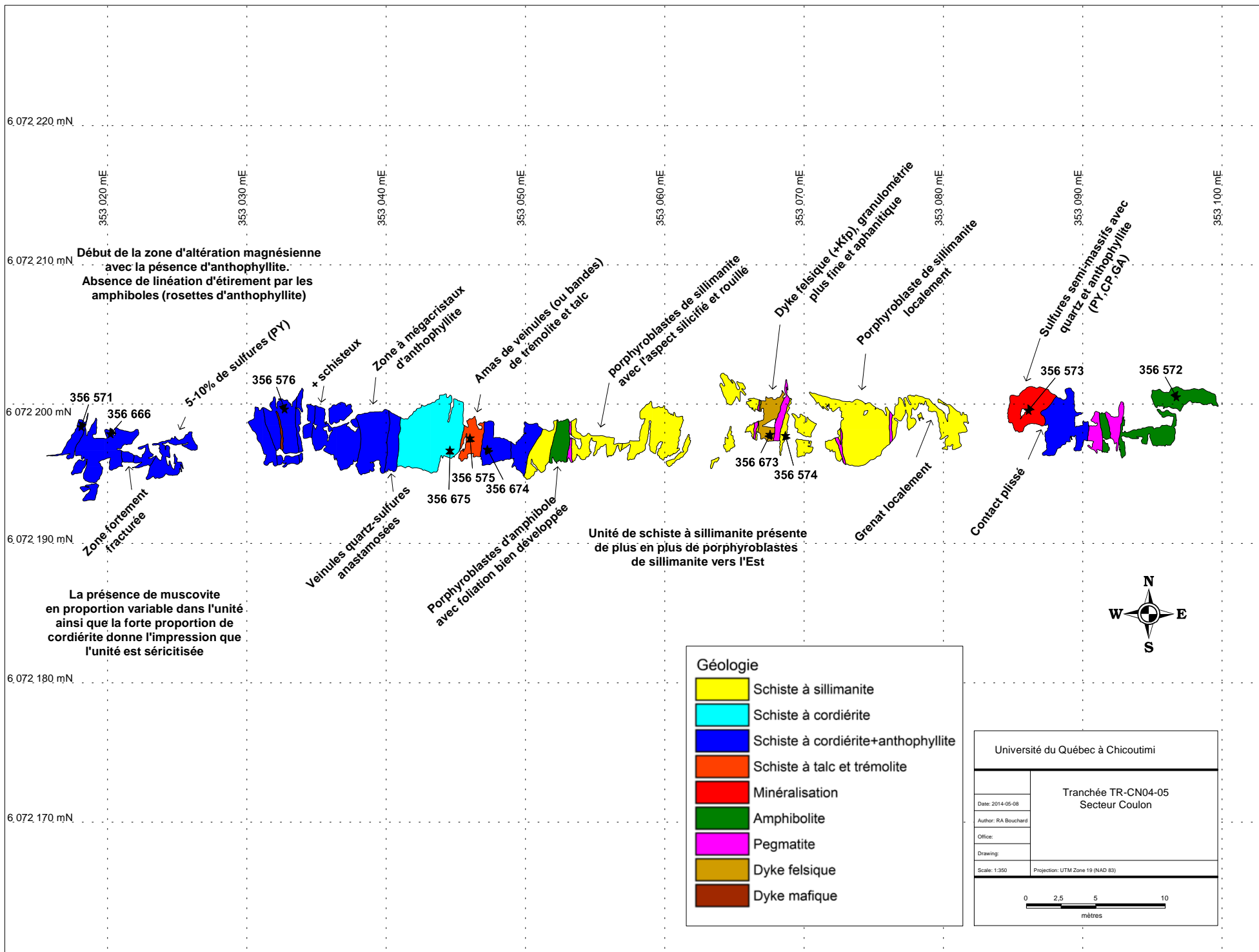
- MacLean, W.H., et Barrett, T.J. 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration* 48(2): 109-133.
- Marshall, B., et Gilligan, L.B. 1989. Durchbewegung structure, piercement cusps, and piercement veins in massive sulfide deposits; formation and interpretation. *Economic Geology* 84(8): 2311-2319.
- Marshall, B., Vokes, F.M., et Larocque, A.C.L. 2000. Regional metamorphic remobilization: upgrading and formation of ore deposits. *Reviews in Economic Geology* 11(1).
- Mathieu, L., Bouchard, R.-A., Pearson, V., et Daigneault, R. 2016. The Coulon deposit: quantifying alteration in volcanogenic massive sulphide systems modified by amphibolite-facies metamorphism. *Canadian Journal of Earth Sciences* 53(12): 1443-1457.
- McDonough, W.F., et Sun, S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical geology* 120(3-4): 223-253.
- Mercier-Langevin, P., Gibson, H.L., Hannington, M.D., Goutier, J., Monecke, T., Dubé, B., et Houlié, M.G. 2014. A Special Issue on Archean Magmatism, Volcanism, and Ore Deposits: Part 2. Volcanogenic Massive Sulfide Deposits Preface. *Economic Geology* 109(1): 1-9.
- Morgan, L.A., et Schulz, K.J. 2012. Physical volcanology of volcanogenic massive sulphide deposits in. Shanks, WCP and Thurston, R.(eds., 2012).
- O'Brien, J.J., Spry, P.G., Teale, G.S., Jackson, S.E., et Koenig, A.E. 2015. Gahnite composition as a means to fingerprint metamorphosed massive sulfide and non-sulfide zinc deposits. *Journal of Geochemical Exploration* 159: 48-61.
- Otten, M.T. 1984. The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86(2): 189-199.
- Palme, H., et O'Neill, H.S.C. 2003. Cosmochemical estimates of mantle composition. *Treatise on geochemistry* 2: 1-38.
- Peter, J.M., et Goodfellow, W.D. 1996. Mineralogy, bulk and rare earth element geochemistry of massive sulphide-associated hydrothermal sediments of the Brunswick Horizon, Bathurst Mining Camp, New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences* 33(2): 252-283.
- Pirajno, F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer Science & Business Media.
- Pisutha-Arnond, V., et Ohmoto, H. 1983. Thermal history, chemical and isotopic compositions of the ore-forming fluids responsible for the kuroko massive sulfide deposits in the Hokuroku district of Japan. *Economic Geology Monographs* v. 5: p. 523-558.
- Plusnina, L.P. 1982. Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80(2): 140-146.
- Pohl, W. 1992. Defining metamorphogenic mineral deposits; an introduction. *Mineralogy and Petrology* 45(3-4): 145-152.

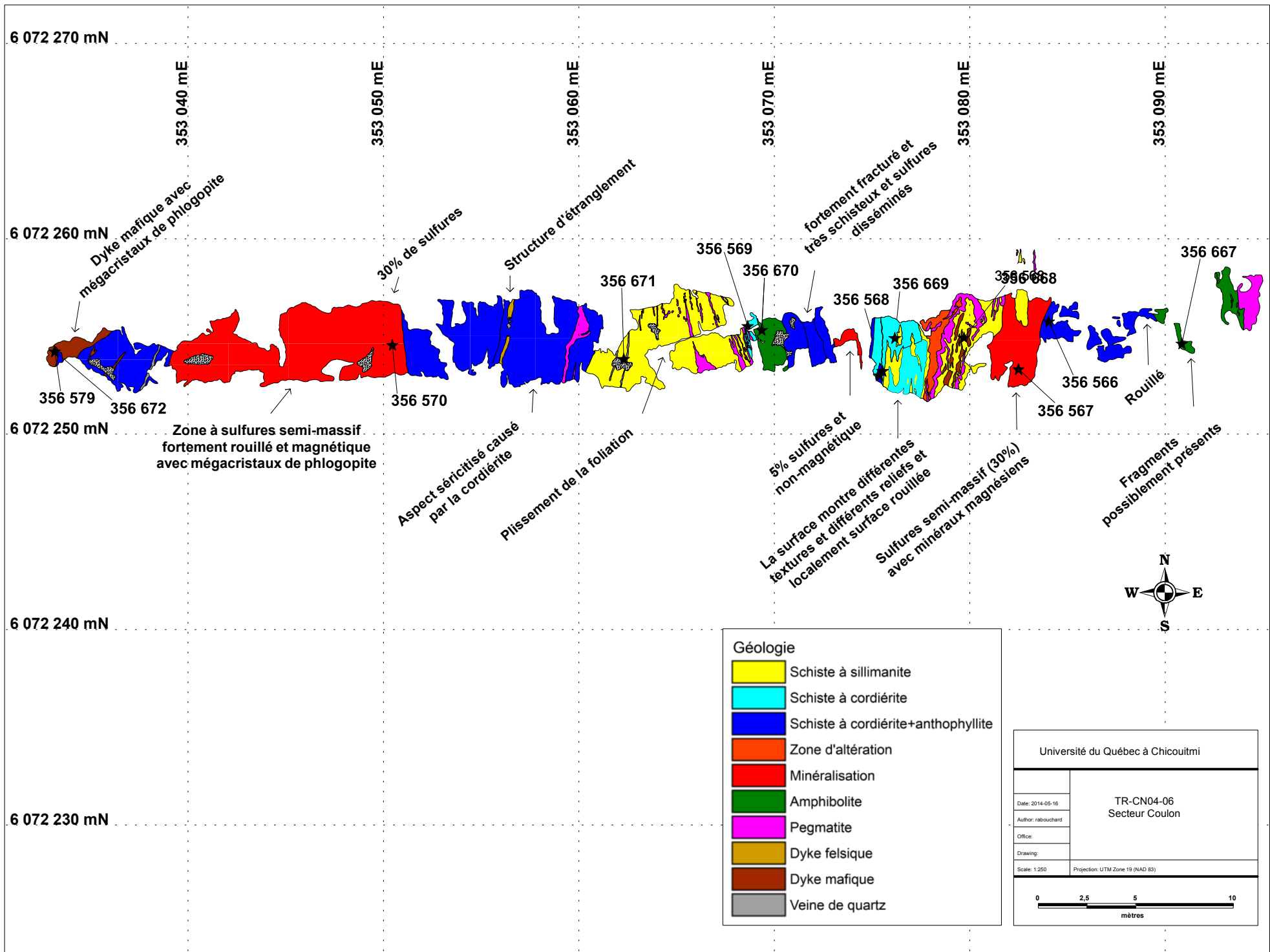
- Poulsen, K.H., et Hannington, M.D. 1995. Auriferous Volcanogenic Sulfide Deposits. *Dans* in Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., and Thorpe, R.I., (Eds). *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*, *Geology of Canada*, no. 8. *Decade of North American Geology (DNAG)* : Geological Society of America. pp. p. 183-196.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. First Edition éd. Pearson Education Limited.
- Rona, P.A. 1984. Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centers. *Earth-Science Reviews* 20(1): 1-104.
- Ross, P., et Bédard, J.H. 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences* 46(11): 823-839.
- Rutter, E.H. 1993. Experimental rock deformation: techniques, results and applications to tectonics. *Geology Today* 9(2): 61-65.
- Sánchez-España, J., Velasco, F., et Yusta, I. 2000. Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks associated with massive sulphide deposition in the northern Iberian Pyrite Belt (SW Spain). *Applied Geochemistry* 15(9): 1265-1290.
- Savard, M., Roy, I., Pearson, V., Ross-Gauthier, A., et Simard, P. 2009. *Technical Report and Recommendations, 2008 Exploration Program, Coulon JV Project, Québec*. Mines Virginia Inc.
- Schmidt, M. 1993. Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure: an experimental study at 650 C. *American Journal of Science* 293: 1011-1011.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to mineralogy and petrology* 110(2-3): 304-310.
- Schulz, K.J. 2010. Regional environment in. Shanks, WCP and Thurston, R.(eds., 2012).
- Shikazono, N. 1999. Rare earth element geochemistry of Kuroko ores and hydrothermally altered rocks: Implication for evolution of submarine hydrothermal system at back arc basin. *Resource Geology*: 23-30.
- Simard, M., Labbe, J.Y., Maurice, C., Lacoste, P., Leclerc, A., et Boily, M. 2010. *Synthesis of the northeastern superior province*. Ministère Énergie et Ressources Naturelles, Québec gouvernement.
- Skinner, B.J., et Johnson, C.A. 1987. Evidence for movement of ore materials during high-grade metamorphism. *Ore Geology Reviews* 2(1): 191-204.
- Stevens, G., Prinz, S., et Rozendaal, A. 2005. Partial melting of the assemblage sphalerite+ galena+ pyrrhotite+ chalcopryite+ sulfur: implications for high-grade metamorphosed massive sulfide deposits. *Economic Geology* 100(4): 781-786.
- Tomkins, A.G. 2007. Three mechanisms of ore re-mobilisation during amphibolite facies metamorphism at the Montauban Zn–Pb–Au–Ag deposit. *Mineralium Deposita* 42(6): 627-637.

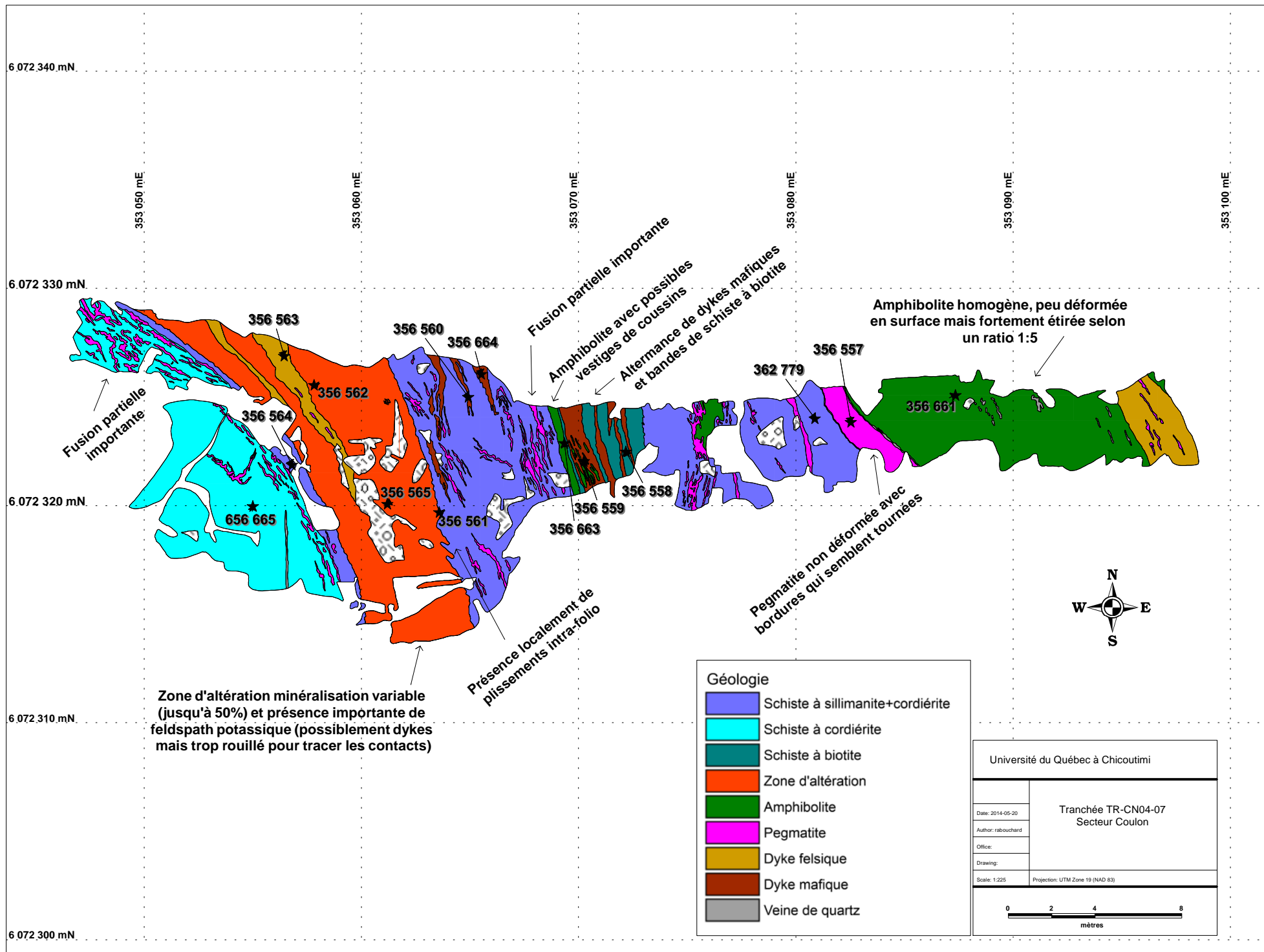
- Tomkins, A.G., Pattison, D.R., et Frost, B.R. 2007. On the initiation of metamorphic sulfide anatexis. *Journal of Petrology* 48(3): 511-535.
- Trépanier, S. 2013. Norme lithomodeleur. Rapport du projet CONSOREM 2011-04: 91 p.
- Trépanier, S., Mathieu, L., et Daigneault, R. 2015. CONSONORM_LG: new normative minerals and alteration indexes for low-grade metamorphic rocks. *Economic Geology* 110(8): 2127-2138.
- Trépanier, S., Mathieu, L., Daigneault, R., et Faure, S. 2016. Precursors predicted by artificial neural networks for mass balance calculations: Quantifying hydrothermal alteration in volcanic rocks. *Computers & Geosciences* 89: 32-43.
- Vokes, F., et Craig, J. 1993. Post-recrystallisation mobilisation phenomena in metamorphosed stratabound sulphide ores. *MINERALOGICAL MAGAZINE-LONDON*-57: 19-19.
- Walford, P.C., et Franklin, J.M. 1982. The Anderson Lake mine, Snow Lake, Manitoba. *Geological Association of Canada Special Paper* 25: 481-523.
- Webb, P.C., Thompson, M., Potts, P.J., et Bedard, L.P. 2006. GEOPT18-An international proficiency test for analytical geochemistry laboratories-Report on round 18/Jan 2006 (Quartz diorite, KPT-1). International Association of Geoanalysts.
- Winter, J.D. 2010. *Principles of Igneous and Metamorphic* Prentice Hall, New York.
- Zhang, Y., Sun, F., Li, B., Huo, L., et Ma, F. 2014. Ore textures and remobilization mechanisms of the Hongtoushan copper–zinc deposit, Liaoning, China. *Ore Geology Reviews* 57: 78-86.

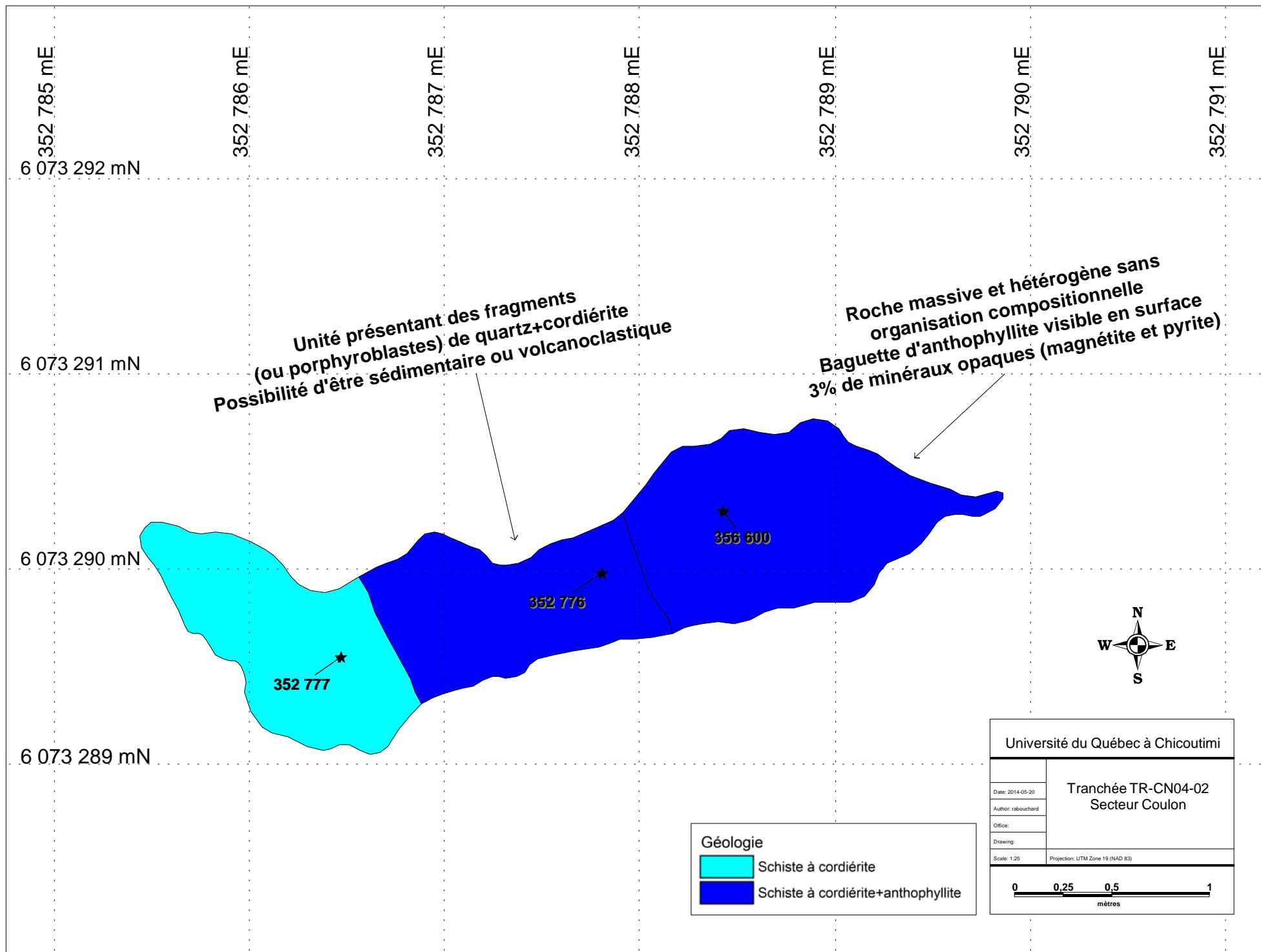
ANNEXE 1

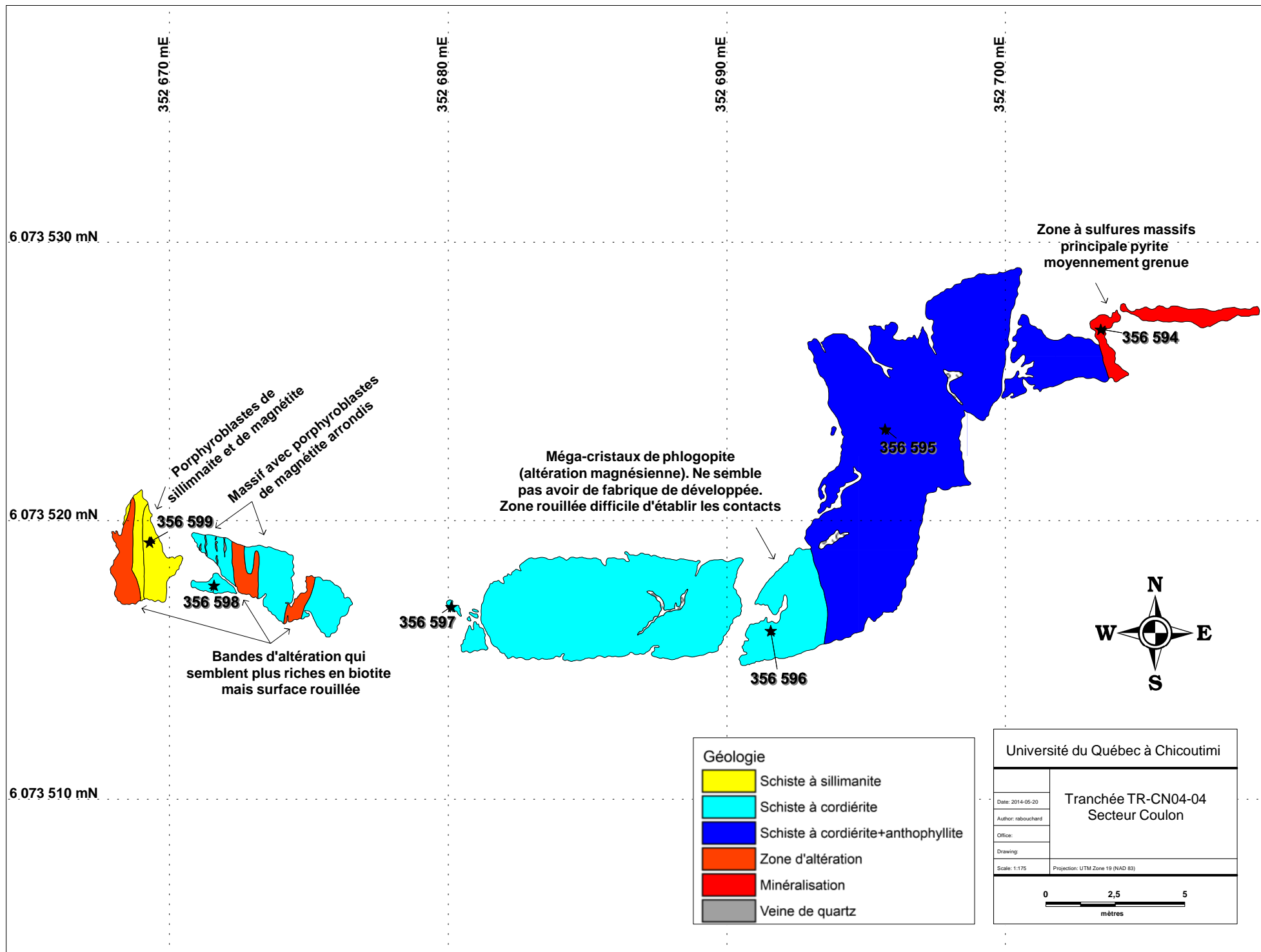
Cartographies des tranchées











ANNEXE 2

Localisation et description des affleurements

ANNEXE 2 : Localisation et description des affleurements

IdAffleur	Datum	Zone	Estant	Nordant	Lithologie	Texture
CN2013RB-001	83	19	353048	6072038	Métavolc. felsique	GM GR FO
CN2013RB-002	83	19	353035	6072034	Métavolc. intermédiaire	FO GR GM HJ
CN2013RB-003	83	19	353025	6072044	Métavolcanite felsique	HK HG GM FO AE
CN2013RB-004	83	19	353003	6072040	Schiste à séricite	FO GG HJ AE
CN2013RB-005	83	19	353003	6072038	Métavolcanite felsique	HG HK GM FO AE
CN2013RB-006	83	19	353018	6072032	Volcanite intermédiaire	FO GM HJ
CN2013RB-007	83	19	352969	6072014	Métavolc. felsique	TU FO HG HK
CN2013RB-008	83	19	352967	6072007	Métavolc. felsique	TU FO GM HJ GR PQ
CN2013RB-009	83	19	352931	6071985	Métavolc. felsique	FO GM PQ GR
CN2013RB-010	83	19	352895	6071959	Métavolc. felsique	
CN2013RB-011	83	19	352911	6071946	Métavolc. felsique	FO HK HG GM PQ
CN2013RB-012	83	19	352911	6071926	Métavolc. felsique	FO IU GM HJ PQ
CN2013RB-013	83	19	352934	6071889	Métavolc. mafique	FO GR GM HJ PQ
CN2013RB-014	83	19	353022	6071921	Métavolc. mafique	GR GM HJ HG PQ
CN2013RB-015	83	19	353063	6072021	Métavolc. mafique	FO MA HJ GM
CN2013RB-016	83	19	353047	6072122	Métavolc. felsique	GR PQ FO HK TU
CN2013RB-017	83	19	353063	6072073	Métavolc. felsique	TU FO HK PQ GR GM UI
CN2013RB-018	83	19	353128	6072097	Métavolc. mafique	HJ GR GM MA
CN2013RB-019	83	19	353152	6072097	Métavolc. mafique	HJ GR GM MA
CN2013RB-020	83	19	353150	6072175	Métavolc. mafique	HJ GF GM FO
CN2013RB-021	83	19	352919	6072613	Métavolc. felsique	FO HG HK GM GR PQ
CN2013RB-022	83	19	352936	6072582	Métavolc. felsique	FO HG HK GM GR PQ
CN2013RB-023	83	19	352931	6072505	Métavolc. felsique	GR FO MA PQ HJ GM
CN2013RB-024	83	19	352932	6072400	Métavolc. felsique	FO HK HG GR PQ TU
CN2013RB-025	83	19	352912	6072354	Métavolc. felsique	FO HK HG TU PQ GR
CN2013RB-026	83	19	352874	6072406	Métavolc. felsique	FO HK HG GM TU PQ
CN2013RB-027	83	19	352845	6072461	Métavolc. felsique	FO HK HG TU PQ GN
CN2013RB-028	83	19	352826	6072416	Métavolc. felsique	TU FO GN HK HG
CN2013RB-029	83	19	352810	6072355	Métavolc. felsique	HK HG FO TU PQ GN
CN2013RB-030	83	19	352770	6072350	Métavolc. felsique	HK HG TU PQ
CN2013RB-031	83	19	352771	6072311	Métavolc. felsique	GN FO HK HG TU PQ GR
CN2013RB-032	83	19	352795	6072256	Métavolc. felsique	GN TU PQ HK HG FO
CN2013RB-033	83	19	352743	6072183	Métavolc. felsique	FO GN HK HG GR
CN2013RB-034	83	19	352634	6072208	Métavolc. felsique	FO TU PQ HK HG GR GM
CN2013RB-035	83	19	352687	6072286	Métavolc. felsique	TU PQ FO HK HG GR
CN2013RB-036	83	19	352596	6072254	Métavolc. felsique	TU PQ FO HG HK GM
CN2013RB-037	83	19	352578	6072304	Métavolc. felsique	TU PQ FO HG HK GM
CN2013RB-038	83	19	352537	6072218	Métavolc. felsique	TU GN HK HG GR GM FO
CN2013RB-039	83	19	352527	6072172	Pegmatite	MA HJ EQ GR
CN2013RB-040	83	19	352721	6072237	Métavolc. felsique	FO TU PQ HG HK GR
CN2013RB-041	83	19	352441	6072063	Métavolc. intermédiaire	FO GM HJ PQ
CN2013RB-042	83	19	352385	6072003	Métavolc. mafique	FO HJ EQ UI GR
CN2013RB-043	83	19	352461	6072021	Métavolc. mafique	MA HJ EQ UI GR GM

IdAffleur	Minéralogie	Altération visuelle	Minéralisation
CN2013RB-001	BO(20) QZ(80)		
CN2013RB-002	HB(55) QZ(20) PL(25)		
CN2013RB-003	PH(35) AT(20) QZ(45)	KSP	
CN2013RB-004	SR(100)	SER	
CN2013RB-005	AT(80) QZ(20) OP(0)	CHL	PY
CN2013RB-006	HB(50) BO(10) QZ(20) PL(20)	BIO	
CN2013RB-007	QZ(65) AT(15) SM(10) CL(4) BO(6) AH SR	CHL BIO	
CN2013RB-008	BO(25) QZ(60) SM(15) CL	BIO CHL	
CN2013RB-009	SM(30) BO(20) QZ(50)	BIO	
CN2013RB-010	SM(30) BO(20) QZ(50)		
CN2013RB-011	AN(40) BO(15) QZ(45)		
CN2013RB-012	BO(20) PL(20) QZ(55) TM(5)		
CN2013RB-013	PL(30) HB(70)		
CN2013RB-014	HB(55) QZ(15) PL(30)		
CN2013RB-015	HB(70) PL(30) QZ	SIL	
CN2013RB-016	QZ(55) BO(20) SM(25) GR CL		
CN2013RB-017	QZ(45) PL(24) SM(15) BO(15) EP(1)		
CN2013RB-018	HB(45) PL(40) QZ(5) PH(10)		
CN2013RB-019	HB(45) PL(40) QZ(5) PH(10)		
CN2013RB-020	HB(45) PL(30) QZ(10) BO(15)	CHL	
CN2013RB-021	QZ(30) SM(35) TM(10) SR(10) BO(15)	SER	
CN2013RB-022	QZ(30) SM(35) TM(10) SR(10) BO(15)		
CN2013RB-023	SM(20) QZ(25) BO(55)		
CN2013RB-024	QZ(55) BO(20) SM(15) SR(10)	SER	
CN2013RB-025	QZ(35) SM(30) BO(25) SR(10)	SER	
CN2013RB-026	SM(35) QZ(35) BO(20) SR(10)	SER	
CN2013RB-027	SM(25) QZ(35) BO(20) SR(5) LB(1) PL(14)	SER	
CN2013RB-028	QZ(45) BO(30) SM(15) SR(10)	SER	
CN2013RB-029	SM(10) QZ(45) BO(35) AN(10)	SER	
CN2013RB-030	QZ(45) PL(15) SM(10) BO(25) SR(5)	SER CHL SIL	
CN2013RB-031	QZ(55) BO(20) SR(10) SM(15)	CHL SER	
CN2013RB-032	QZ(40) SM(15) BO(20) CL(10) SR(15)	SER CHL	
CN2013RB-033	BO(20) CL(10) QZ(50) PL(20)	CHL	
CN2013RB-034	SM(15) QZ(40) BO(30) PL(10) SR(5)	SER	
CN2013RB-035	QZ(40) SM(35) BO(20) SR(5)	SER	
CN2013RB-036	QZ(45) BO(20) PL(15) SM(15) SR(5)	SER	PY
CN2013RB-037	QZ(45) PH(20) PL(15) SM(15) SR(5)	SER	PY
CN2013RB-038	QZ(45) BO(20) PL(10) SM(15) SR(10)	SER KSP	
CN2013RB-039	QZ(50) BO(25) PL(20) SR(5)	SER KSP	
CN2013RB-040	QZ(35) BO(30) SM(30) SR(5)	SER	
CN2013RB-041	HB(35) QZ(30) PL(25) BO(10)	CHL	
CN2013RB-042	HB(50) PL(25) QZ(25)	CHL	
CN2013RB-043	HB(50) PL(30) QZ(20)	BIO	

ANNEXE 3

Résultats d'analyse et lames minces de surface

ANNEXE 3: Résultats de surface

Échantillon	Affleurement	Datum	Zone	Estant	Nordant	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	Na2O (%)	K2O (%)
356676	CN2013RB-001	83	19	353048	6072038	78.24	10.88	1.84	2.1	0.72	3.3	0.77
356677	CN2013RB-003	83	19	353025	6072044	66.77	14.52	5.26	0.72	7.43	0.36	1.98
356678	CN2013RB-007	83	19	352969	6072014	71.62	8.66	5.99	0.03	7.23	0.19	2.29
356679	CN2013RB-009	83	19	352931	6071985	80.04	9.47	4.17	0.1	1.63	0.17	1.65
356680	CN2013RB-011	83	19	352911	6071946	66.72	12.85	6.19	0.01	10.09	0.19	0.17
356681	CN2013RB-013	83	19	352934	6071889	53.36	14.58	11.39	8.85	5.83	3.06	0.3
356682	CN2013RB-014	83	19	353022	6071921	51.61	17.34	10.95	8.37	4.07	4.82	0.28
356683	CN2013RB-015	83	19	353063	6072021	55	14.47	10.43	8.38	5.92	1.65	1.19
356684	CN2013RB-016	83	19	353047	6072122	84.73	7.23	3.07	0.12	1.28	0.1	1.18
356685	CN2013RB-017	83	19	353063	6072073	74.44	12.03	2.74	0.61	0.95	2.21	5.03
356686	CN2013RB-018	83	19	353128	6072097	52.25	15.45	11.49	7.55	6.57	3.72	0.28
356687	CN2013RB-020	83	19	353150	6072175	57.93	15.82	7.47	8.68	4.79	2.26	0.15
356688	CN2013RB-021	83	19	352919	6072613	77.51	10.65	4.28	0.05	1.86	0.15	2.39
356689	CN2013RB-022	83	19	352936	6072582	74.22	13.2	2.86	0.07	3.48	0.18	2.57
356690	CN2013RB-023	83	19	352931	6072505	78.36	10.68	3.09	0.03	3.16	0.11	2.05
356691	CN2013RB-024	83	19	352932	6072400	75.95	12.64	3.35	0.47	1.9	0.24	2.68
356692	CN2013RB-025	83	19	352912	6072354	77.84	11.03	4.86	0.04	2.18	0.12	2.18
356693	CN2013RB-026	83	19	352874	6072406	76.52	12.09	3.72	0.04	2.28	0.18	2.42
356694	CN2013RB-027	83	19	352845	6072461	76.63	11.67	3.12	0.05	2.88	0.13	2.25
356695	CN2013RB-028	83	19	352826	6072416	77.28	9.98	2.73	0.47	3.09	0.34	2.59
356696	CN2013RB-029	83	19	352810	6072355	76.75	10.9	4.82	0.02	3.09	0.13	2.6
356697	CN2013RB-030	83	19	352770	6072350	77.87	11.19	1.7	0.57	2.73	0.31	2.78
356698	CN2013RB-031	83	19	352771	6072311	78.42	11.66	2.65	0.05	3.08	0.15	1.65
356699	CN2013RB-032	83	19	352795	6072256	72.28	15.27	3.38	0.07	2.98	0.27	2.69
356700	CN2013RB-033	83	19	352743	6072183	70.63	13.45	3.76	1.39	1.98	4.06	2.06
356651	CN2013RB-034	83	19	352634	6072208	76.33	10.41	5.6	-0.01	2.69	0.11	2.47
356652	CN2013RB-035	83	19	352687	6072286	77.99	14.24	1.86	0.05	1.68	0.16	2.29
356653	CN2013RB-036	83	19	352596	6072254	75.97	11.99	3.45	0.29	3.04	0.33	2.19
356654	CN2013RB-038	83	19	352537	6072218	79.44	9.93	2.5	0.02	2.25	0.28	3.14
356655	CN2013RB-039	83	19	352527	6072172	74.52	12.47	2.74	1.24	1.01	3.1	3.55
356656	CN2013RB-040	83	19	352721	6072237	75.99	11.17	4.41	0.02	2.65	0.15	2.7
356657	CN2013RB-041	83	19	352441	6072063	52	15.77	11.44	6.72	7.09	4.01	0.42
356658	CN2013RB-042	83	19	352385	6072003	56.06	14.72	10.25	7.41	4.37	3.63	0.32
356659	CN2013RB-043	83	19	352461	6072021	57.81	14.27	11.18	7.41	3.83	3.16	0.31
356578	CN2013RB-046	83	19	352756	6072266	76.9	12.15	4.18	0.03	2.47	0.26	2.42
356592	CN2013RB-047	83	19	352598	6073471	78	11.5	2.6	0.9	2.98	1	1.51

Échantillon	Cr2O3 (%)	TiO2 (%)	MnO (%)	P2O5 (%)	SrO (%)	BaO (%)	C (%)	S (%)	LOI (%)	Total (%)	Ba (ppm)	Ce (ppm)
356676	-0.01	0.18	0.02	0.017	0.01	0.01			0.42	98.5		
356677	-0.01	0.28	0.08	0.03	0.01	0.03			1.96	99.42		
356678	-0.01	0.17	0.06	0.018	0.01	-0.01			1.81	98.05		
356679	-0.01	0.13	0.05	0.01	0.01	0.01			0.7	98.12		
356680	-0.01	0.28	0.06	0.026	0.01	-0.01			1.46	98.04		
356681	0.01	0.9	0.16	0.16	0.02	-0.01			0.47	99.09		
356682	-0.01	1.23	0.14	0.458	0.03	-0.01			0.34	99.63		
356683	-0.01	0.74	0.15	0.2	0.02	0.02			1.47	99.63		
356684	-0.01	0.1	0.05	0.009	0.01	-0.01			0.63	98.5		
356685	-0.01	0.29	0.03	0.029	0.02	0.08			0.78	99.23		
356686	0.01	1.01	0.13	0.159	0.02	-0.01			0.53	99.16		
356687	-0.01	0.92	0.1	0.288	0.02	-0.01			0.46	98.88		
356688	-0.01	0.14	0.03	0.008	0.01	0.11			1.19	98.36		
356689	-0.01	0.19	0.09	0.012	0.01	-0.01			1.16	98.02		
356690	-0.01	0.18	0.07	0.01	0.01	0.01			1.14	98.89		
356691	-0.01	0.16	0.04	0.01	0.01	0.05			1.26	98.76		
356692	-0.01	0.16	0.02	0.01	0.01	0.02			0.97	99.42		
356693	-0.01	0.18	0.07	0.017	0.01	0.03			1.36	98.9		
356694	-0.01	0.15	0.08	0.009	0.01	-0.01			1.15	98.11		
356695	-0.01	0.18	0.06	0.007	0.01	-0.01			1.49	98.21		
356696	-0.01	0.14	0.06	0.008	0.01	0.05			1.26	99.83		
356697	-0.01	0.14	0.08	0.009	0.01	-0.01			1.21	98.59		
356698	-0.01	0.16	0.06	0.011	0.01	0.04			1.16	99.08		
356699	-0.01	0.14	0.02	0.03	0.01	0.05			1.29	98.47		
356700	-0.01	0.24	0.06	0.019	0.02	0.02			0.65	98.33		
356651	-0.01	0.15	0.03	0.013	0.01	0.02			0.84	98.67		
356652	-0.01	0.18	0.03	0.015	0.01	0.02			0.78	99.28		
356653	-0.01	0.15	0.08	0.013	0.01	0.01			0.85	98.36		
356654	-0.01	0.14	0.03	0.01	0.01	0.06			0.99	98.79		
356655	-0.01	0.18	0.04	0.019	0.02	0.05			0.47	99.4		
356656	-0.01	0.18	0.05	0.015	0.01	0.03			0.93	98.29		
356657	0.01	0.89	0.17	0.155	0.03	-0.01			0.42	99.12		
356658	-0.01	1.12	0.25	0.22	0.03	-0.01			0.53	98.9		
356659	-0.01	1.03	0.14	0.22	0.03	-0.01			0.32	99.69		
356578	<0.01	0.16	0.05	0.01	<0.01	0.08	0.02	<0.01	1.33	100.04	769	104.5
356592	0.01	0.14	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.24	1.57	100.28	172	105

Échantillon	Cr (ppm)	Cs (ppm)	Dy (ppm)	Er (ppm)	Eu (ppm)	Ga (ppm)	Gd (ppm)	Hf (ppm)	Ho (ppm)	La (ppm)	Lu (ppm)	Nb (ppm)
356676												
356677												
356678												
356679												
356680												
356681												
356682												
356683												
356684												
356685												
356686												
356687												
356688												
356689												
356690												
356691												
356692												
356693												
356694												
356695												
356696												
356697												
356698												
356699												
356700												
356651												
356652												
356653												
356654												
356655												
356656												
356657												
356658												
356659												
356578	10	2.23	9.99	6.48	1.1	18.6	8.84	8.3	2.15	50.6	0.89	14.9
356592	10	1.1	10.05	7.24	1.37	17.4	9.2	9.5	2.25	50.4	1.18	19.6

Échantillon	Nd (ppm)	Pr (ppm)	Rb (ppm)	Sm (ppm)	Sn (ppm)	Sr (ppm)	Ta (ppm)	Tb (ppm)	Th (ppm)	Tl (ppm)	Tm (ppm)	U (ppm)	V (ppm)
356676													
356677													
356678													
356679													
356680													
356681													
356682													
356683													
356684													
356685													
356686													
356687													
356688													
356689													
356690													
356691													
356692													
356693													
356694													
356695													
356696													
356697													
356698													
356699													
356700													
356651													
356652													
356653													
356654													
356655													
356656													
356657													
356658													
356659													
356578	46.3	12.15	60.3	9.19	6	14.9	1.2	1.62	11.05	<0.5	0.92	2.67	<5
356592	44.3	11.8	68.1	9.11	5	107.5	1.3	1.54	12.35	1	1.09	2.76	<5

Échantillon	W (ppm)	Y (ppm)	Yb (ppm)	Zr (ppm)	As (ppm)	Bi (ppm)	Hg (ppm)	Sb (ppm)	Se (ppm)	Te (ppm)	Ag (ppm)	Au (ppm)	Cd (ppm)
356676		50		218								-0.005	
356677		58		334								-0.005	
356678		48		212								-0.005	
356679		48		223								-0.005	
356680		59		283								-0.005	
356681		16		107								-0.005	
356682		29		193								-0.005	
356683		20		84								-0.005	
356684		27		157								-0.005	
356685		56		296								-0.005	
356686		20		123								-0.005	
356687		19		107								-0.005	
356688		56		231								-0.005	
356689		69		330								-0.005	
356690		50		273								-0.005	
356691		63		307								-0.005	
356692		59		268								-0.005	
356693		53		277								-0.005	
356694		66		285								-0.005	
356695		49		282								-0.005	
356696		63		253								-0.005	
356697		67		244								-0.005	
356698		55		280								0.006	
356699		80		333								-0.005	
356700		41		209								-0.005	
356651		65		251								-0.005	
356652		55		336								-0.005	
356653		48		278								0.022	
356654		46		247								-0.005	
356655		50		221								-0.005	
356656		54		268								-0.005	
356657		15		112								-0.005	
356658		23		131								-0.005	
356659		17		122								-0.005	
356578	1	61.5	6.25	274	0.6	0.26	0.006	<0.05	0.4	0.05	<0.5		<0.5
356592	<1	65.7	7.18	309	0.5	0.11	<0.005	<0.05	0.4	<0.01	<0.5		<0.5

Échantillon	Co (ppm)	Cu (ppm)	Li (ppm)	Mo (ppm)	Ni (ppm)	Pb (ppm)	Sc (ppm)	Zn (ppm)
356676		3						34
356677		5						117
356678		3						428
356679		6						66
356680		88						200
356681		13						24
356682		22						34
356683		151						21
356684		4						112
356685		3						76
356686		37						18
356687		39						20
356688		1						20
356689		1						25
356690		3						26
356691		16						48
356692		1						22
356693		3						53
356694		96						350
356695		38						106
356696		2						154
356697		2						145
356698		2						99
356699		1						16
356700		1						62
356651		1						20
356652		3						32
356653		101						83
356654		1						46
356655		1						57
356656		1						29
356657		61						23
356658		32						33
356659		4						51
356578	4	1	10	2	1	6	5	58
356592	1	15	40	2	1	13	4	89

ANNEXE 3: Résultats de surface

Échantillon	Affleurement	Datum	Zone	Estant	Nordant	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	Na2O (%)	K2O (%)
356600	TR-CN04-02	83	19	352791	6073292	61.9	14.95	9.74	1.74	3.9	5.49	0.77
362777	TR-CN04-02	83	19	352789	6073291	76.8	9.91	3.64	0.08	4.72	0.59	1.53
356595	TR-CN04-04	83	19	352696	6073531	66.6	12.2	5.3	0.14	11.5	0.31	0.44
356598	TR-CN04-04	83	19	352672	6073518	74	11.95	8.55	0.02	4.24	0.16	0.82
356599	TR-CN04-04	83	19	352668	6073519	83.2	9.26	4.32	0.01	2.25	0.06	1.73
356571	TR-CN04-05	83	19	353039	6072193	57.1	16.05	3.44	1.1	17.5	0.25	0.09
356572	TR-CN04-05	83	19	353095	6072203	50.8	15.5	11.65	7.58	7.33	3.29	0.45
356666	TR-CN04-05	83	19	353017	6072199	64.1	12.3	5.47	0.09	13.75	0.06	0.06
356673	TR-CN04-05	83	19	353066	6072198	71.1	14.3	2.6	2.97	1.06	3.06	2.35
356674	TR-CN04-05	83	19	353044	6072195	73.6	11.25	2.9	2.81	5.8	0.24	0.42
356675	TR-CN04-05	83	19	353031	6072199	68.8	11.3	3.88	0.16	13.85	0.15	0.06
356579	TR-CN04-06	83	19	353034	6072251	66	13.35	7.35	0.1	10.35	0.19	0.12
356667	TR-CN04-06	83	19	353087	6072248	52.9	16	11.75	5.11	7.71	4.43	0.69
356668	TR-CN04-06	83	19	353078	6072248	76.3	10.35	5.06	0.02	2.58	0.06	2.16
356669	TR-CN04-06	83	19	353074	6072252	65.1	17.95	6.35	0.02	4	0.09	3.07
356670	TR-CN04-06	83	19	353069	6072249	51.2	16	10.95	6.1	7.52	1.02	2.52
356671	TR-CN04-06	83	19	353087	6072248	76.9	11.35	2.34	0.84	2.09	0.84	2.96
356672	TR-CN04-06	83	19	353034	6072251	35.7	24.1	11.6	0.08	17.5	0.35	4.77
356661	TR-CN04-07	83	19	353083	6072313	50.8	16.45	11	7.65	7.46	3.7	0.39
356663	TR-CN04-07	83	19	353066	6072315	51.7	15.75	11.45	6.18	7.74	2.37	2.28
356664	TR-CN04-07	83	19	353062	6072318	48	16.9	11.9	1.78	9.47	1.82	5.91
356665	TR-CN04-07	83	19	353052	6072314	71.4	13.2	4.04	1.35	5.02	0.79	2.15
362779	TR-CN04-07	83	19	353076	6072315	77.8	11.75	2.84	0.44	3.17	0.61	2.36
362780	TR-CN04-07	83	19	353076	6072315	78.5	11.85	2.74	0.45	3.14	0.62	2.33

Échantillon	Cr2O3 (%)	TiO2 (%)	MnO (%)	P2O5 (%)	SrO (%)	BaO (%)	C (%)	S (%)	LOI (%)	Total (%)	Ba (ppm)	Ce (ppm)
356600	<0.01	1.01	0.1	0.17	0.01	0.01	<0.01	0.06	0.7	100.49	129	55.7
362777	<0.01	0.2	0.04	0.01	<0.01	0.03	0.02	0.01	1.67	99.22	280	94.5
356595	<0.01	0.17	0.04	0.02	<0.01	<0.01	0.03	1.51	3.04	99.76	23.7	127.5
356598	<0.01	0.16	0.02	0.01	<0.01	0.01	0.02	0.13	1.58	101.52	54.8	80.1
356599	<0.01	0.13	0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.16	0.92	101.91	49.5	101
356571	<0.01	0.26	0.02	0.01	<0.01	<0.01	0.07	0.02	3.01	98.83	3.2	147.5
356572	0.01	0.93	0.13	0.14	0.03	0.02	0.01	0.02	0.7	98.56	157.5	24.8
356666	<0.01	0.2	0.02	0.02	<0.01	<0.01	0.04	0.11	2.14	98.21	2.3	128.5
356673	<0.01	0.22	0.06	0.11	0.03	0.1	<0.01	0.21	1.15	99.11	1025	33.9
356674	<0.01	0.27	0.02	0.03	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	1.57	98.91	12.2	183
356675	<0.01	0.19	0.02	0.03	<0.01	<0.01	0.05	0.65	3.27	101.71	3.5	98.7
356579	<0.01	0.26	0.08	0.01	<0.01	<0.01	0.06	<0.01	1.68	99.49	38.9	127.5
356667	0.01	1.01	0.16	0.17	0.01	0.04	<0.01	<0.01	0.56	100.55	334	28.4
356668	<0.01	0.24	0.05	0.02	<0.01	0.01	0.01	0.27	1.54	98.39	107	47.1
356669	<0.01	0.42	0.07	0.02	<0.01	0.02	0.01	0.2	2.24	99.35	229	176.5
356670	0.01	0.87	0.13	0.14	0.01	0.04	0.02	0.15	2.9	99.41	393	26.3
356671	<0.01	0.19	0.02	0.02	<0.01	0.04	<0.01	0.01	1.17	98.76	375	95.4
356672	<0.01	0.5	0.06	0.04	<0.01	0.02	0.04	<0.01	3.52	98.24	194.5	322
356661	0.02	0.81	0.12	0.15	0.02	0.01	0.01	0.01	0.67	99.25	77.7	25
356663	0.01	0.92	0.14	0.16	0.02	0.03	0.01	0.03	1.49	100.24	280	27.6
356664	0.02	0.88	0.14	0.14	0.01	0.05	0.01	0.01	1.47	98.49	449	30
356665	<0.01	0.31	0.03	0.05	<0.01	0.02	0.01	0.01	1.8	100.16	204	109.5
362779	<0.01	0.18	0.02	0.02	<0.01	0.02	0.02	0.01	1.37	100.58	225	116
362780	<0.01	0.18	0.02	0.01	<0.01	0.02	0.02	0.01	1.37	101.23	234	123

Échantillon	Cr (ppm)	Cs (ppm)	Dy (ppm)	Er (ppm)	Eu (ppm)	Ga (ppm)	Gd (ppm)	Hf (ppm)	Ho (ppm)	La (ppm)	Lu (ppm)	Nb (ppm)
356600	10	2.64	4.67	2.82	1.12	19.1	4.49	4.7	0.98	26.9	0.45	9.6
362777	20	2.94	6.97	4.54	1.56	12.3	6.73	7.3	1.46	47.1	0.69	13.3
356595	10	9.2	12.1	8.15	1.32	16.4	10.6	8.2	2.59	61.5	1.17	19.2
356598	10	2.36	5.23	3.94	0.64	27.8	5.11	7.2	1.22	37.6	0.73	13.5
356599	10	3.42	6.75	4.66	0.45	14.1	6.69	6.4	1.41	48.7	0.78	11.5
356571	10	0.56	9.89	6.82	1.28	21	10.4	12.6	2.22	69.6	0.97	22.2
356572	100	0.65	2.93	2	0.95	16.3	3.13	2.4	0.69	11.1	0.31	4.6
356666	10	0.91	9.25	5.38	1.76	15.4	9.66	8.4	1.97	61.4	0.84	17.1
356673	20	1.09	1.18	0.66	0.62	21	1.74	3.3	0.2	16	0.07	4.5
356674	10	0.48	12.3	5.98	2.63	24.2	15.15	8.9	2.29	96.6	0.84	14.9
356675	20	0.67	7.55	4.72	1.39	14.5	7.76	7.6	1.62	46.5	0.68	14.7
356579	10	0.48	10.9	7.31	1.06	18.1	10	10	2.29	64.5	1.03	33.7
356667	110	1.36	3.78	2.45	1.17	16.9	3.61	2.8	0.78	12.2	0.35	5.5
356668	10	2.81	6.69	4.57	0.67	18.6	6.26	8.4	1.49	19.4	0.73	18.1
356669	10	3.46	14.25	8.9	2.04	33.5	15	13.7	2.95	89.2	1.31	22
356670	110	0.63	3.23	1.99	0.99	16.4	3.43	2.5	0.7	11.3	0.32	4.9
356671	10	1.57	8.29	5.68	1.01	14.5	7.21	8.4	1.79	45.5	0.87	14.6
356672	10	5.41	20.5	13.05	2.72	37.8	22.3	20.1	4.3	160.5	1.9	35.8
356661	110	0.45	2.88	1.91	0.99	16.5	3.07	2.1	0.63	11.3	0.29	4.4
356663	110	1.13	3.42	2.36	1.08	17.3	3.25	2.6	0.73	11.3	0.36	5.2
356664	120	3.48	3.1	2.05	0.81	19.3	3.43	2.4	0.66	13.8	0.33	4.8
356665	10	1.35	8.43	5.26	1.4	17.4	8.65	10.3	1.8	52	0.72	16.4
362779	10	2.12	9.22	6.11	0.99	15.4	8.38	8	1.9	56.3	0.99	16.8
362780	20	2.14	8.38	5.21	0.94	16.3	8.65	8.6	1.73	58.9	0.79	17.5

Échantillon	Nd (ppm)	Pr (ppm)	Rb (ppm)	Sm (ppm)	Sn (ppm)	Sr (ppm)	Ta (ppm)	Tb (ppm)	Th (ppm)	Tl (ppm)	Tm (ppm)	U (ppm)	V (ppm)
356600	24.3	6.21	18.9	4.59	2	110.5	0.7	0.74	4.29	2.7	0.44	1.05	187
362777	38.4	10.3	46.8	6.98	3	9.2	1	1.13	9.3	7.5	0.72	2.45	7
356595	52.4	14.1	23.6	10.25	8	6.1	1.6	1.79	13.85	1.4	1.23	5.14	<5
356598	32.5	8.96	21.9	6.05	13	6	1.2	0.82	12.05	2.5	0.64	3.16	<5
356599	39.8	10.9	61.9	7.5	14	2	1	1.09	9.87	4.4	0.75	2.46	<5
356571	63.1	17	2.5	11.95	6	7.2	1.7	1.71	16.05	<0.5	1.03	3.72	<5
356572	14.3	3.24	7.6	2.96	1	205	0.3	0.54	0.89	<0.5	0.28	0.26	188
356666	52.7	14.45	2.1	10	10	4.1	1.3	1.56	13.15	<0.5	0.85	2.98	<5
356673	15.8	3.82	61.3	2.63	5	299	0.3	0.23	3.21	1	0.11	1.49	35
356674	75.6	19.6	12	15.85	7	37.7	1.3	2.17	9.84	0.7	0.92	2.75	5
356675	40.8	11	1.7	8.05	3	10.7	1.2	1.2	10.95	<0.5	0.74	2.68	<5
356579	55.3	14.7	2.6	10.4	5	6.6	2.5	1.77	11.65	<0.5	1.04	2.94	5
356667	15.4	3.56	17.6	3.7	1	117.5	0.3	0.61	1.13	1	0.36	0.23	228
356668	24.7	6.09	95.7	5.81	22	2.9	1.3	1.08	8.9	2.9	0.72	2.05	6
356669	74.4	19.8	101.5	15.15	18	8.7	1.8	2.4	18.2	3	1.31	4.29	9
356670	13.3	3.31	71	2.9	1	133	0.3	0.52	1.11	2.8	0.27	0.28	196
356671	38.4	10.4	91.5	7.22	4	27.7	1.2	1.35	10.9	2.4	0.83	2.77	<5
356672	126.5	35.2	93.7	23.3	9	30.6	2.5	3.52	25.5	18.3	1.95	5.65	10
356661	12.8	3.12	8.1	2.8	<1	214	0.3	0.48	1.14	0.5	0.31	0.41	179
356663	14.4	3.49	43.4	3.2	1	185	0.3	0.56	0.99	1.6	0.32	0.29	206
356664	15.2	3.47	121.5	3.06	2	66.2	0.3	0.49	1.12	9.6	0.3	0.29	201
356665	46.6	12.2	84.9	8.85	4	35.2	1.3	1.34	12.6	4.5	0.77	3.22	9
362779	48.6	13.05	83.4	9.27	5	14	1.3	1.42	13.6	0.9	1.01	3.07	<5
362780	49.9	13.75	86.3	9.17	5	15.1	1.4	1.41	13.9	0.9	0.88	3.09	<5

Échantillon	W (ppm)	Y (ppm)	Yb (ppm)	Zr (ppm)	As (ppm)	Bi (ppm)	Hg (ppm)	Sb (ppm)	Se (ppm)	Te (ppm)	Ag (ppm)	Au (ppm)	Cd (ppm)
356600	<1	29.3	3.06	201	0.2	0.16	0.008	<0.05	0.4	0.01	<0.5		<0.5
362777	1	46.1	4.73	269	0.2	0.12	0.007	<0.05	0.4	0.01	<0.5		<0.5
356595	2	85.7	7.55	268	0.9	1.09	0.007	<0.05	0.4	0.02	0.8		<0.5
356598	<1	29.7	4.55	243	0.4	0.19	0.021	<0.05	1.2	0.01	<0.5		<0.5
356599	1	40.2	4.79	225	0.9	0.1	<0.005	<0.05	0.9	0.01	<0.5		<0.5
356571	2	59	6.7	407	1	0.04	0.005	<0.05	0.3	<0.01	<0.5		<0.5
356572	1	18.4	1.97	93	0.5	0.05	0.007	<0.05	0.3	0.01	<0.5		0.5
356666	4	52.5	5.62	297	0.3	0.07	0.012	<0.05	0.9	0.01	<0.5		<0.5
356673	<1	7	0.58	120	1.6	0.47	0.007	<0.05	0.5	0.02	0.6		2
356674	3	68.3	5.49	336	0.6	143	0.008	<0.05	2.5	0.56	3.2		0.8
356675	2	43.5	4.75	268	0.5	0.51	0.01	<0.05	0.8	0.01	<0.5		<0.5
356579	9	66.3	7.44	325	0.9	0.04	0.007	<0.05	0.4	<0.01	<0.5		<0.5
356667	<1	23	2.41	115	0.8	0.02	<0.005	<0.05	0.2	<0.01	<0.5		<0.5
356668	1	45.9	4.4	307	1	2.43	0.006	0.09	1.8	0.08	<0.5		<0.5
356669	1	90.9	9.35	521	0.8	4.86	0.011	<0.05	1.8	0.08	<0.5		<0.5
356670	1	19.7	1.91	97	0.2	0.12	0.006	0.06	0.4	0.02	<0.5		<0.5
356671	1	54.5	5.83	297	0.5	0.04	<0.005	<0.05	0.4	<0.01	<0.5		<0.5
356672	<1	133	12.9	739	1.1	0.38	0.012	0.06	0.6	0.01	<0.5		<0.5
356661	<1	17.8	1.85	89	0.2	0.01	0.005	<0.05	0.2	0.01	<0.5		<0.5
356663	<1	21.8	2.03	106	0.1	0.07	0.009	<0.05	0.3	0.02	<0.5		<0.5
356664	1	20.1	1.96	97	0.2	0.01	0.006	<0.05	0.5	0.01	<0.5		<0.5
356665	<1	49.9	5.25	388	0.3	0.02	0.009	<0.05	0.4	<0.01	<0.5		<0.5
362779	1	60.5	6.51	277	0.4	0.04	0.008	<0.05	0.4	0.01	<0.5		<0.5
362780	1	51.7	5.72	281	0.4	0.04	0.006	<0.05	0.4	0.01	<0.5		<0.5

Échantillon	Co (ppm)	Cu (ppm)	Li (ppm)	Mo (ppm)	Ni (ppm)	Pb (ppm)	Sc (ppm)	Zn (ppm)
356600	25	77	40	<1	12	31	17	114
362777	8	12	80	<1	5	20	4	122
356595	3	600	50	2	<1	34	5	36
356598	2	184	90	<1	<1	44	5	111
356599	2	114	20	<1	<1	34	4	330
356571	3	<1	20	1	1	4	6	49
356572	45	43	10	1	106	4	23	65
356666	2	86	30	<1	<1	3	5	249
356673	6	52	<10	<1	3	209	3	374
356674	3	24	20	2	<1	145	6	188
356675	2	<1	20	<1	<1	10	4	106
356579	7	1	30	2	1	5	6	300
356667	42	16	10	<1	93	3	28	90
356668	5	324	10	<1	<1	16	8	288
356669	7	248	20	<1	<1	49	9	278
356670	45	69	10	<1	108	48	28	146
356671	1	2	10	<1	<1	31	5	59
356672	10	<1	20	5	<1	142	7	422
356661	44	57	10	<1	108	17	24	95
356663	41	23	20	<1	95	5	24	115
356664	49	<1	60	<1	132	12	30	198
356665	3	<1	50	2	<1	36	6	59
362779	2	<1	20	<1	<1	15	5	64
362780	1	<1	30	1	<1	13	5	64

ANNEXE 3 : Lames minces de surface

Échantillon	Estant	Nordant	Lame mince (CN13-RB-X)	A	B	Ordinaire (30µm)	Polie (30µm)	Tranchée (TR-CN04-X)	Type lithologie
356558	353070	6072314	CN13-RB-01	x		x		7	Contact
356558	353070	6072314	CN13-RB-01		x	x		7	Contact
356560	353063	6072320	CN13-RB-02	x		x		7	Contact
356561	353060	6072314	CN13-RB-03	x		x		7	Dyke felsique
356561	353060	6072314	CN13-RB-03		x	x		7	Dyke felsique
356562	353055	6072319	CN13-RB-04	x			x	7	Minéralisation
356563	353055	6072320	CN13-RB-05	x		x		7	Dyke felsique
356564	353055	6072315	CN13-RB-06	x		x		7	Schiste à SM
356564	353055	6072315	CN13-RB-06		x	x		7	Schiste à SM
356565	353058	6072311	CN13-RB-07	x			x	7	Schiste à SM
356565	353058	6072311	CN13-RB-07		x		x	7	Schiste à SM
356566	353084	6072249	CN13-RB-08	x			x	6	Schiste à CD+AT
356566	353084	6072249	CN13-RB-08		x	x		6	Schiste à CD+AT
356567	353079	6072248	CN13-RB-09	x			x	6	Minéralisation
356567	353079	6072248	CN13-RB-09		x		x	6	Minéralisation
356568	353076	6072248	CN13-RB-10	x		x		6	Schiste à CD
356568	353076	6072248	CN13-RB-10		x	x		6	Schiste à CD
356569	353070	6072251	CN13-RB-11	x		x		6	Schiste à CD
356569	353070	6072251	CN13-RB-11		x	x		6	Schiste à CD
356576	353018	6072198	CN13-RB-12	x			x	5	Schiste à CD+AT
356576	353018	6072198	CN13-RB-12		x	x		5	Schiste à CD+AT
356570	353051	6072250	CN13-RB-13	x			x	6	Minéralisation
356570	353051	6072250	CN13-RB-13		x		x	6	Minéralisation
356571	353039	6072193	CN13-RB-14	x			x	5	Schiste à CD+AT
356571	353039	6072193	CN13-RB-14		x	x		5	Schiste à CD+AT
356572	353095	6072203	CN13-RB-15	x			x	5	Amphibolite
356572	353095	6072203	CN13-RB-15		x	x		5	Amphibolite
356573	353084	6072198	CN13-RB-16	x			x	5	Minéralisation
356574	353065	6072197	CN13-RB-17	x		x		5	Schiste à SM
356574	353065	6072197	CN13-RB-17		x	x		5	Schiste à SM
356575	353045	6072196	CN13-RB-18	x		x		5	Schiste à TR+TC
356575	353045	6072196	CN13-RB-18		x	x		5	Schiste à TR+TC
356577	352737	6072308	CN13-RB-19	x		x		-	Schiste à SM
356577	352737	6072308	CN13-RB-19		x	x		-	Schiste à SM
356578	352756	6072266	CN13-RB-20	x		x		-	Schiste à SM

ANNEXE 3 : Lames minces de surface

Échantillon	Estant	Nordant	Lame mince (CN13-RB-X)	A	B	Ordinaire (30µm)	Polie (30µm)	Tranchée (TR-CN04-X)	Type lithologie
356578	352756	6072266	CN13-RB-20		x	x		-	Schiste à SM
356579	353034	6072251	CN13-RB-21	x			x	6	Schiste à CD+AT
356579	353034	6072251	CN13-RB-21		x	x		6	Schiste à CD+AT
356672	353034	6072251	CN13-RB-21	x			x	6	Schiste à CD+AT
356672	353034	6072251	CN13-RB-21		x	x		6	Schiste à CD+AT
356592	352598	6073471	CN13-RB-22	x		x		-	Schiste à SM+CD
356592	352598	6073471	CN13-RB-22		x	x		-	Schiste à SM+CD
356593	352616	6073471	CN13-RB-23	x			x	-	Schiste à SM
356594	352704	6073534	CN13-RB-24	x			x	4	Minéralisation
356595	352696	6073531	CN13-RB-25	x		x		4	Schiste à CD+AT
356595	352696	6073531	CN13-RB-25		x	x		4	Schiste à CD+AT
356596	352693	6073524	CN13-RB-26	x			x	4	Schiste à CD
356596	352693	6073524	CN13-RB-26		x	x		4	Schiste à CD
356597	352681	6073519	CN13-RB-27	x		x		4	Schiste à CD
356597	352681	6073519	CN13-RB-27		x	x		4	Schiste à CD
356598	352672	6073518	CN13-RB-28	x			x	4	Schiste à CD
356598	352672	6073518	CN13-RB-28		x	x		4	Schiste à CD
356599	352668	6073519	CN13-RB-29	x			x	4	Schiste à SM
356599	352668	6073519	CN13-RB-29		x	x		4	Schiste à SM
356600	352791	6073292	CN13-RB-30	x			x	2	Schiste à AT
356600	352791	6073292	CN13-RB-30		x	x		2	Schiste à AT
356661	353083	6072313	CN13-RB-31	x			x	7	Amphibolite
356661	353083	6072313	CN13-RB-31		x	x		7	Amphibolite
356663	353066	6072315	32	x		x		7	Amphibolite
356663	353066	6072315	32		x	x		7	Amphibolite
356664	353062	6072318	33	x		x		7	Dyke mafique
356664	353062	6072318	33		x	x		7	Dyke mafique
356665	353052	6072314	34	x		x		7	Schiste à CD
356666	353017	6072199	35	x			x	5	Schiste à CD+AT
356666	353017	6072199	35		x	x		5	Schiste à CD+AT
356667	353087	6072248	36	x		x		6	Amphibolite
356668	353078	6072248	37	x		x		6	Schiste à SM
356669	353074	6072252	38	x		x		6	Schiste à SM
356670	353069	6072249	39	x		x		6	Amphibolite
356670	353069	6072249	39		x	x		6	Amphibolite

ANNEXE 3 : Lames minces de surface

Échantillon	Estant	Nordant	Lame mince (CN13-RB-X)	A	B	Ordinaire (30µm)	Polie (30µm)	Tranchée (TR-CN04-X)	Type lithologie
356671	353087	6072248	40	x			x	6	Schiste à SM
356671	353087	6072248	40		x	x		6	Schiste à SM
356673	353066	6072198	42	x		x		5	Dyke felsique
356673	353066	6072198	42		x	x		5	Dyke felsique
356674	353044	6072195	43	x		x		5	Schiste à CD+AT
356675	353031	6072199	44	x			x	5	Schiste à CD+AT
356675	353031	6072199	44		x	x		5	Schiste à CD+AT
362776	352790	6073294	45	x			x	2	Schiste à CD+AT
362777	352789	6073291	46	x		x		2	Schiste à CD
362777	352789	6073291	46		x	x		2	Schiste à CD
362779	353076	6072315	47	x			x	7	Schiste à SM+CD
362779	353076	6072315	47		x	x		7	Schiste à SM+CD
356559	353068	6072314	48	x		x		7	Dyke mafique
356559	353068	6072314	48		x	x		7	Dyke mafique

ANNEXE 4

Résultats d'analyse et lames minces de forage

ANNEXE 4: Résultats de forage

Échantillon	Sondage	De	À	Lentille associée	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	Na2O (%)	K2O (%)
356401	CN-06-038	508.94	509.66	8	51.8	15.7	12	8.01	6.69	2.96	0.29
356402	CN-06-038	616.82	617.62	8	50.1	16.05	12.2	2.58	9.49	4.06	1.32
356551	CN-07-071B	951.08	951.42	8	80.3	9.39	2.41	2.19	0.57	2.51	0.69
356417	CN-07-071B	963.65	974.26	8	81.7	10	1.44	2.15	0.28	3.16	0.51
356469	CN-07-60	727.27	728.04	8	61.4	14.9	8.74	4.09	2.81	5.12	0.36
356474	CN-07-60	823.62	824.32	8	55.4	14.95	13.1	6.33	3.58	3.72	0.79
356407	CN-07-71B	681.5	682.15	8	52.2	15.4	11.25	8.98	6.73	2.02	0.16
356414	CN-07-71B	894.65	894.85	8	52.6	17.6	11.55	7.69	3.84	1.22	2.21
356415	CN-07-71B	896.29	896.9	8	80.7	8.96	3.74	2.81	1.44	1.4	1.03
356427	CN-07-083	413.24	414	44	52.1	15.65	11.85	5.21	9.33	2.82	0.12
356431	CN-07-083	438.1	439	44	69.9	13.9	2.99	4.12	6.76	0.42	0.05
356485	CN-07-105	75.15	75.95	44	54.5	14.4	13.3	4.59	3.88	4.36	0.62
356486	CN-07-105	280.88	281.6	44	51.1	15	11.8	4.18	8.43	3.01	1.82
356488	CN-07-105	436	436.8	44	61	15.2	8.43	1.78	5.8	3.87	1.88
356498	CN-07-72	369.2	369.93	44	69.3	10.35	7.79	0.69	8.46	0.47	0.14
356446	CN-07-83	558.9	559.68	44	63.5	14.6	4.43	7.28	7.88	0.59	1.06
362778	CN-05-026	390	390.69	9 25	78.1	12.45	2.77	0.1	3.75	0.18	1.08
356460	CN-08-149	607.3	607.99	9 25	77.6	10.75	2.14	1.18	0.93	2.57	2.94
356461	CN-08-149	634.3	635	9 25	75.9	11.65	2.67	0.87	0.66	3.35	3.19
356451	CN-08-149	807.23	807.88	9 25	74.1	14.35	0.83	0.47	0.08	2.23	5.99

Échantillon	Cr2O3 (%)	TiO2 (%)	MnO (%)	P2O5 (%)	SrO (%)	BaO (%)	C (%)	S (%)	Ba (ppm)	Ce (ppm)	Cr (ppm)	Cs (ppm)
356401	0.01	1.03	0.13	0.18	0.03	0.01	0.02	0.01	126	32.3	70	0.53
356402	0.01	0.99	0.19	0.17	0.01	0.04	0.02	0.18	412	30	80	6
356551	<0.01	0.16	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	183	76.6	10	0.43
356417	<0.01	0.16	0.02	<0.01	0.01	0.02	0.01	<0.01	214	72.1	30	0.63
356469	<0.01	0.97	0.11	0.16	0.02	0.02	0.01	0.04	222	49.9	10	0.29
356474	<0.01	1.46	0.16	0.27	0.03	0.02	0.01	0.01	197.5	47	10	0.83
356407	0.01	1.06	0.1	0.19	0.03	<0.01	0.02	0.01	16.6	32.9	70	0.33
356414	0.01	1.03	0.16	0.18	0.01	0.05	0.02	0.02	434	31.2	60	4.38
356415	<0.01	0.2	0.04	<0.01	<0.01	0.02	0.01	0.01	173	96.9	10	1.88
356427	0.01	1.06	0.13	0.19	0.01	<0.01	0.02	0.04	46.2	32.5	70	0.49
356431	<0.01	0.24	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.6	15	97.3	20	3.33
356485	<0.01	1.47	0.17	0.26	0.02	0.03	0.04	0.06	269	47.1	10	0.81
356486	0.01	1.02	0.15	0.16	0.02	0.03	0.01	<0.01	267	33	70	3.7
356488	<0.01	0.93	0.09	0.18	0.01	0.05	0.03	<0.01	426	50.2	20	4.31
356498	<0.01	0.14	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.14	15.7	97.4	10	1.57
356446	<0.01	0.37	0.12	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03	101.5	124.5	10	0.56
362778	<0.01	0.18	0.02	0.02	<0.01	0.01	0.03	<0.01	136.5	119.5	10	1.56
356460	<0.01	0.1	0.04	<0.01	<0.01	0.06	0.06	<0.01	590	99.4	10	1.15
356461	<0.01	0.23	0.02	0.02	0.01	0.07	0.12	<0.01	717	87.5	10	0.4
356451	<0.01	0.01	0.05	0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.04	25.2	22.2	10	1.61

Échantillon	Dy (ppm)	Er (ppm)	Eu (ppm)	Ga (ppm)	Gd (ppm)	Hf (ppm)	Ho (ppm)	La (ppm)	Lu (ppm)	Nb (ppm)	Nd (ppm)	Pr (ppm)
356401	3.78	2.37	1.23	18.1	3.73	3	0.76	13.9	0.32	5.6	17.9	4.28
356402	3.58	2.22	1.03	17.1	3.74	2.9	0.77	13	0.31	5.3	16.9	3.9
356551	6.53	4.41	0.92	10	6.19	7.3	1.51	36.1	0.66	12.1	33.3	8.73
356417	5.6	3.81	0.86	10.2	5.51	7.6	1.24	33.7	0.59	11.6	32.7	8.51
356469	5.34	3.25	1.16	18	4.8	5.5	1.03	23.5	0.49	9.5	23.6	5.89
356474	5.25	3.3	1.47	19.2	5.44	4.7	1.13	20.6	0.53	9.1	25.1	5.93
356407	3.75	2.38	1.34	17.9	3.86	2.9	0.78	14.3	0.34	5.8	18.5	4.14
356414	4.43	2.99	1.07	18.6	4.55	3	0.97	14.1	0.54	6.6	18.1	3.95
356415	5.48	3.02	0.82	11.6	6.3	7.8	1.09	45.9	0.36	11.7	42	11.25
356427	3.57	2.31	1.22	17.6	3.51	3.2	0.74	14.4	0.36	5.8	18.2	4.32
356431	9.48	6.74	1.05	18.4	7.88	9.7	2.12	46.4	1.02	18.7	42.8	11.2
356485	5.38	3.56	1.51	19.7	5.63	4.5	1.14	20.3	0.51	9.6	25.7	5.9
356486	4.2	2.31	1.1	17.4	4.37	2.7	0.89	13	0.3	5.5	20.2	4.46
356488	4.24	2.84	1.11	17.9	4.55	5.1	0.94	23.8	0.49	9	22.3	5.87
356498	9.98	7.08	0.91	34.7	8.76	6.7	2.28	47.9	1	9.8	43.7	11.1
356446	8.9	5.47	2.4	18.4	9.31	11.3	1.89	58.8	0.84	17.4	54.7	14.45
362778	9.7	6.55	0.94	16.6	9.48	9	2.12	57.4	1.06	14.6	49.5	13.4
356460	8.72	5.73	0.98	16	8.27	7.9	1.92	48.4	0.92	15.6	42.8	11.35
356461	7.61	5.09	0.92	15.6	7.03	8.6	1.67	40.1	0.79	15.8	39.2	10.15
356451	4	2.94	0.04	17.6	2.35	2.2	0.83	10.6	0.88	1.5	9	2.43

Échantillon	Rb (ppm)	Sm (ppm)	Sn (ppm)	Sr (ppm)	Ta (ppm)	Tb (ppm)	Th (ppm)	Tl (ppm)	Tm (ppm)	U (ppm)	V (ppm)	W (ppm)	Y (ppm)
356401	5.4	3.61	1	281	0.3	0.6	0.99	<0.5	0.31	0.4	214	1	21.1
356402	35.9	3.18	11	107	0.3	0.64	0.98	12.2	0.32	0.24	200	<1	21
356551	23.3	6.53	3	83.4	0.6	1.06	9.08	<0.5	0.67	1.63	7	<1	42.5
356417	15.5	6.2	2	100	0.6	0.96	9.5	<0.5	0.52	1.96	5	<1	35.2
356469	7.2	5.03	2	141.5	0.7	0.87	3.94	0.5	0.46	0.86	178	1	29.9
356474	17.3	5.06	1	220	0.6	0.86	2.87	<0.5	0.5	0.74	226	1	30.3
356407	2.3	3.78	1	233	0.4	0.63	1.07	<0.5	0.32	0.25	222	<1	21.8
356414	63.3	3.93	2	53.3	0.6	0.73	1.22	0.6	0.43	0.75	200	1	28.5
356415	31.5	7.54	1	33.6	0.4	1	10.4	<0.5	0.39	0.91	<5	<1	29.4
356427	2.6	3.5	2	126	0.3	0.63	1.13	<0.5	0.34	0.27	218	<1	21.5
356431	1.7	8.01	9	33.8	1.5	1.51	12.95	<0.5	1.04	3.49	12	2	60.1
356485	17.1	5.33	1	178.5	0.6	0.92	2.94	<0.5	0.5	0.67	234	1	32.3
356486	61.4	4.43	1	187	0.3	0.71	0.93	0.5	0.34	0.43	206	1	22.1
356488	45	4.49	1	83.2	0.7	0.72	4.36	0.7	0.46	1.15	147	1	25.9
356498	4.1	8.35	9	11.2	1	1.59	10	<0.5	0.99	2.51	<5	11	67.3
356446	30.7	10.55	5	79.1	1.4	1.63	12.45	1.2	0.76	2.98	11	9	47.1
362778	52.1	9.6	4	5.4	1.2	1.52	13.85	3.3	1.03	3.38	<5	1	65.1
356460	76.5	8.63	5	27	1.2	1.46	11.4	<0.5	0.89	3.86	<5	1	54.8
356461	57.4	7.72	4	54.9	1.1	1.28	11.2	<0.5	0.82	2.4	5	1	47.8
356451	128	2.23	3	11.7	0.1	0.61	1.56	3.3	0.62	8.67	<5	1	26.3

Échantillon	Yb (ppm)	Zr (ppm)	As (ppm)	Bi (ppm)	Hg (ppm)	Sb (ppm)	Se (ppm)	Te (ppm)	LOI (%)	Total (%)	Ag (ppm)	Cd (ppm)
356401	2.22	112	7.1	0.03	0.005	<0.05	0.3	0.02	0.41	99.25	<0.5	0.5
356402	2.07	107	6	0.03	<0.005	0.1	0.5	0.01	1.1	98.31	<0.5	0.5
356551	4.64	240	0.3	0.03	<0.005	0.06	0.4	<0.01	0.76	99.05	<0.5	<0.5
356417	3.92	238	3.1	0.08	<0.005	<0.05	0.3	<0.01	0.51	99.96	<0.5	<0.5
356469	3.09	196	1	0.23	0.006	<0.05	0.2	0.01	0.45	99.15	<0.5	<0.5
356474	3.38	171	0.3	0.05	0.006	0.06	0.4	0.01	0.47	100.28	<0.5	0.6
356407	2.27	114	4	0.05	<0.005	<0.05	0.3	0.01	0.75	98.88	<0.5	0.8
356414	3.31	108	1.7	0.12	0.009	0.05	0.4	0.01	1.24	99.39	<0.5	<0.5
356415	2.44	258	1.2	0.04	<0.005	<0.05	0.6	<0.01	0.72	101.06	<0.5	<0.5
356427	2.32	111	5.8	0.11	0.005	<0.05	0.4	0.01	0.73	99.21	<0.5	<0.5
356431	7.05	291	1.7	0.31	<0.005	<0.05	0.2	0.02	1.96	100.35	<0.5	<0.5
356485	3.3	162	0.4	0.04	0.005	<0.05	0.4	0.01	0.52	98.12	<0.5	<0.5
356486	2.06	104	0.5	0.04	<0.005	<0.05	0.4	0.01	1.38	98.11	<0.5	<0.5
356488	3.05	174	0.2	0.09	0.006	<0.05	0.4	<0.01	1.2	100.42	<0.5	<0.5
356498	6.7	205	0.8	1.34	0.005	<0.05	2.6	0.16	1.29	98.66	0.5	<0.5
356446	5.36	385	1.6	0.02	0.005	<0.05	0.3	0.01	1.74	101.63	<0.5	<0.5
362778	7.34	324	1.1	0.42	0.008	0.1	0.4	0.01	1.27	99.93	<0.5	<0.5
356460	6.1	217	1.2	0.3	<0.005	<0.05	0.5	0.01	0.95	99.26	<0.5	<0.5
356461	5.25	284	0.9	0.03	<0.005	<0.05	0.5	<0.01	1.45	100.09	<0.5	<0.5
356451	5.49	33	1.3	0.02	0.007	0.1	0.3	0.01	0.71	98.83	<0.5	<0.5

Échantillon	Co (ppm)	Cu (ppm)	Li (ppm)	Mo (ppm)	Ni (ppm)	Pb (ppm)	Sc (ppm)	Zn (ppm)
356401	47	110	10	3	92	3	29	88
356402	48	31	50	1	106	133	29	119
356551	6	10	10	<1	5	7	4	27
356417	3	4	10	<1	3	10	4	12
356469	25	8	10	1	15	7	19	78
356474	36	16	10	1	<1	3	26	117
356407	55	80	20	1	96	5	35	108
356414	47	18	30	1	95	8	29	116
356415	6	2	10	1	5	3	4	34
356427	43	37	30	<1	75	35	23	81
356431	3	1	20	2	2	19	6	47
356485	34	25	10	1	3	<2	26	71
356486	35	3	20	<1	75	4	26	74
356488	22	4	30	<1	17	2	17	91
356498	17	317	50	<1	2	11	4	146
356446	14	20	10	1	2	136	7	124
362778	2	<1	60	2	<1	20	4	50
356460	1	15	10	2	1	10	3	63
356461	2	13	10	<1	<1	9	6	30
356451	1	22	10	<1	<1	140	1	5

ANNEXE 4: Lames minces de forage

Échantillon	Forage	Profondeur (m)	Lentille associée	Lame mince	Ordinaire (30µm)	Polie (30µm)
356402	CN-06-38	617.22	8	CN13-RB-62		x
356416	CN-07-71B	939.35	8	CN13-RB-51	x	
356417	CN-07-071B	968.96	8	CN13-RB-50	x	
356420	CN-07-71B	992.62	8	CN13-RB-72		x
356426	CN-07-87	300.93	8	CN13-RB-74		x
356433	CN-07-83	471.13	44	CN13-RB-58		x
356437	CN-07-83	494.67	44	CN13-RB-63		x
356443	CN-07-83	540.99	44	CN13-RB-59		x
356449	CN-08-149	799.58	9 25	CN13-RB-70		x
356451	CN-08-149	807.56	9 25	CN13-RB-66		x
356456	CN-08-149	904.65	9 25	CN13-RB-68		x
356465	CN-07-60	553.70	9 25	CN13-RB-69		x
356468	CN-07-60	715.74	8	CN13-RB-75		x
356477	CN-05-26	380.25	9 25	CN13-RB-67		x
356482	CN-04-15	44.95	8	CN13-RB-73		x
356483	CN-04-15	52.43	8	CN13-RB-71		x
356486	CN-07-105	281.24	44	CN13-RB-56		x
356488	CN-07-105	436.40	44	CN13-RB-55		x
356491	CN-07-105	486.68	44	CN13-RB-64		x
356493	CN-07-105	512.37	44	CN13-RB-53	x	
356501	CN-07-72	389.40	44	CN13-RB-60		x
356509	CN-07-72	438.61	44	CN13-RB-49	x	
356518	CN-07-116	368.34	44	CN13-RB-61		x
356523	CN-07-89	644.51	44	CN13-RB-52	x	
356551	CN-07-071B	951.25	8	CN13-RB-54	x	
356552	CN-07-53	325.33	9 25	CN13-RB-65		x
362779	CN-05-026	390.35	9 25	CN13-RB-57		x

ANNEXE 5

Assurance et contrôle qualité sur les résultats d'analyse

ANNEXE 5 : Assurance et contrôle sur la qualité du duplicata

Élément analysés	Valeurs échantillon (362779)	Valeurs duplicata (362780)	Différence relative (%)	Commentaires
SiO ₂ (%)	77.8	78.5	-0.90	OK
Al ₂ O ₃ (%)	11.75	11.85	-0.85	OK
Fe ₂ O ₃ (%)	2.84	2.74	3.58	OK
CaO (%)	0.44	0.45	-2.25	OK
MgO (%)	3.17	3.14	0.95	OK
Na ₂ O (%)	0.61	0.62	-1.63	OK
K ₂ O (%)	2.36	2.33	1.28	OK
Cr ₂ O ₃ (%)	-0.01	-0.01		n/a
TiO ₂ (%)	0.18	0.18	0.00	OK
MnO (%)	0.02	0.02	0.00	OK
P ₂ O ₅ (%)	0.02	0.01	66.67	Élevée
SrO (%)	-0.01	-0.01		n/a
BaO (%)	0.02	0.02	0.00	OK
C (%)	0.02	0.02	0.00	OK
S (%)	0.01	0.01	0.00	OK
Ba (ppm)	225	234	-3.92	OK
Ce (ppm)	116	123	-5.86	OK
Cr (ppm)	10	20	-66.67	Élevée
Cs (ppm)	2.12	2.14	-0.94	OK
Dy (ppm)	9.22	8.38	9.55	OK
Er (ppm)	6.11	5.21	15.90	Acceptable
Eu (ppm)	0.99	0.94	5.18	OK
Ga (ppm)	15.4	16.3	-5.68	OK
Gd (ppm)	8.38	8.65	-3.17	OK
Hf (ppm)	8	8.6	-7.23	OK
Ho (ppm)	1.9	1.73	9.37	OK
La (ppm)	56.3	58.9	-4.51	OK
Lu (ppm)	0.99	0.79	22.47	Élevée
Nb (ppm)	16.8	17.5	-4.08	OK
Nd (ppm)	48.6	49.9	-2.64	OK
Pr (ppm)	13.05	13.75	-5.22	OK
Rb (ppm)	83.4	86.3	-3.42	OK
Sm (ppm)	9.27	9.17	1.08	OK
Sn (ppm)	5	5	0.00	OK
Sr (ppm)	14	15.1	-7.56	OK

Élément analysés	Valeurs échantillon (362779)	Valeurs duplicata (362780)	Différence relative (%)	Commentaires
Ta (ppm)	1.3	1.4	-7.41	OK
Tb (ppm)	1.42	1.41	0.71	OK
Th (ppm)	13.6	13.9	-2.18	OK
Tl (ppm)	0.9	0.9	0.00	OK
Tm (ppm)	1.01	0.88	13.76	Acceptable
U (ppm)	3.07	3.09	-0.65	OK
V (ppm)	-5	-5		n/a
W (ppm)	1	1	0.00	OK
Y (ppm)	60.5	51.7	15.69	Acceptable
Yb (ppm)	6.51	5.72	12.92	Acceptable
Zr (ppm)	277	281	-1.43	OK
As (ppm)	0.4	0.4	0.00	OK
Bi (ppm)	0.04	0.04	0.00	OK
Hg (ppm)	0.008	0.006	28.57	Élevée
Sb (ppm)	-0.05	-0.05		n/a
Se (ppm)	0.4	0.4	0.00	OK
Te (ppm)	0.01	0.01	0.00	OK
Ag (ppm)	-0.5	-0.5		n/a
Cd (ppm)	-0.5	-0.5		n/a
Co (ppm)	2	1	66.67	Élevée
Cu (ppm)	-1	-1		n/a
Li (ppm)	20	30	-40.00	Élevé
Mo (ppm)	-1	1		n/a
Ni (ppm)	-1	-1		n/a
Pb (ppm)	15	13	14.29	Élevée
Sc (ppm)	5	5	0.00	OK
Zn (ppm)	64	64	0.00	OK

ANNEXE 5 : Assurance et contrôle sur la qualité du standard KPT-1

Éléments analysés	Valeurs théoriques KPT-1	Écart-type (σ)	2σ	$(-)2\sigma$	3σ	$(-)3\sigma$	Valeurs analysées KPT-1 (356479)	Status	Valeurs analysées KPT-1 (356662)	Status
SiO ₂ (%)	54.14	0.594	55.328	52.952	55.922	52.358	54.3	OK	54.3	OK
Al ₂ O ₃ (%)	14.41	0.193	14.796	14.024	14.989	13.831	14.35	OK	14.35	OK
Fe ₂ O ₃ (%)	12.24	0.168	12.576	11.904	12.744	11.736	12.25	OK	11.95	OK
CaO (%)	6.89	0.103	7.096	6.684	7.199	6.581	6.79	OK	6.89	OK
MgO (%)	4.3	0.069	4.438	4.162	4.507	4.093	4.45	Acceptable	4.31	OK
Na ₂ O (%)	2.61	0.045	2.7	2.52	2.745	2.475	2.66	OK	2.71	Acceptable
K ₂ O (%)	1.65	0.031	1.712	1.588	1.743	1.557	1.66	OK	1.65	OK
TiO ₂ (%)	0.9	0.018	0.936	0.864	0.954	0.846	0.89	OK	0.89	OK
MnO (%)	0.14	0.004	0.148	0.132	0.152	0.128	0.15	0.00	0.14	OK
P ₂ O ₅ (%)	0.17	0.004	0.178	0.162	0.182	0.158	0.17	OK	0.16	Acceptable
Ba (ppm)	465.27	14.764	494.798	435.742	509.562	420.978	500	Acceptable	509	Acceptable
Ce (ppm)	55.71	2.433	60.576	50.844	63.009	48.411	57.3	OK	59.1	OK
Cr (ppm)	152.24	5.716	163.672	140.808	169.388	135.092	170	Élevée	170	Élevée
Cs (ppm)	4.42	0.283	4.986	3.854	5.269	3.571	4.67	OK	4.47	OK
Dy (ppm)	4.47	0.285	5.04	3.9	5.325	3.615	4.54	OK	4.36	OK
Er (ppm)	2.72	0.187	3.094	2.346	3.281	2.159	3.02	OK	2.85	OK
Eu (ppm)	1.24	0.096	1.432	1.048	1.528	0.952	1.32	OK	1.21	OK
Ga (ppm)	18.21	0.941	20.092	16.328	21.033	15.387	18.4	OK	17.9	OK
Gd (ppm)	4.6	0.292	5.184	4.016	5.476	3.724	4.43	OK	4.49	OK
Hf (ppm)	4.41	0.282	4.974	3.846	5.256	3.564	4.9	OK	4.5	OK
Ho (ppm)	0.95	0.077	1.104	0.796	1.181	0.719	0.99	OK	0.92	OK
La (ppm)	26.91	1.311	29.532	24.288	30.843	22.977	27.6	OK	28.5	OK
Lu (ppm)	0.42	0.038	0.496	0.344	0.534	0.306	0.38	OK	0.44	OK
Nb (ppm)	8.48	0.492	9.464	7.496	9.956	7.004	8.8	OK	9.1	OK
Nd (ppm)	24.64	1.217	27.074	22.206	28.291	20.989	27	OK	26.3	OK
Pr (ppm)	6.39	0.387	7.164	5.616	7.551	5.229	6.87	OK	6.66	OK
Rb (ppm)	61.45	2.645	66.74	56.16	69.385	53.515	65.9	OK	67.7	Acceptable
Sm (ppm)	4.9	0.309	5.518	4.282	5.827	3.973	4.99	OK	5	OK
Sn (ppm)	19.13	0.982	21.094	17.166	22.076	16.184	20	OK	19	OK
Sr (ppm)	261.04	9.036	279.112	242.968	288.148	233.932	281	Acceptable	287	Acceptable
Ta (ppm)	0.6	0.052	0.704	0.496	0.756	0.444	0.6	OK	0.6	OK
Tb (ppm)	0.74	0.062	0.864	0.616	0.926	0.554	0.75	OK	0.72	OK
Th (ppm)	7.27	0.431	8.132	6.408	8.563	5.977	7.15	OK	7.16	OK

Éléments analysés	Valeurs théoriques KPT-1	Écart-type (σ)	2σ	$(-)2\sigma$	3σ	$(-)3\sigma$	Valeurs analysées KPT-1 (356479)	Status	Valeurs analysées KPT-1 (356662)	Status
Tl (ppm)	0.54	0.047	0.634	0.446	0.681	0.399	<0,5	n/a		n/a
Tm (ppm)	0.41	0.037	0.484	0.336	0.521	0.299	0.46	OK	0.43	OK
U (ppm)	1.76	0.129	2.018	1.502	2.147	1.373	1.66	OK	1.66	OK
V (ppm)	197.22	7.121	211.462	182.978	218.583	175.857	218	Acceptable	217	Acceptable
Y (ppm)	25.82	1.266	28.352	23.288	29.618	22.022	27.1	OK	27.4	OK
Yb (ppm)	2.69	0.185	3.06	2.32	3.245	2.135	2.86	OK	2.74	OK
Zr (ppm)	158.12	5.902	169.924	146.316	175.826	140.414	189	Élevée	185	Élevée
Bi (ppm)	0.95	0.076	1.102	0.798	1.178	0.722	0.66	Élevée	0.61	Élevée
Sb (ppm)	10.01	0.566	11.142	8.878	11.708	8.312	8.21	Acceptable	8.44	Acceptable
Se (ppm)	2.93	0.199	3.328	2.532	3.527	2.333	3.8	Élevée	3.6	Élevée
Li (ppm)	35.1	1.643	38.386	31.814	40.029	30.171	40	Acceptable	30	OK
Mo (ppm)	1.72	0.127	1.974	1.466	2.101	1.339	2	Acceptable	2	Acceptable
Pb (ppm)	81.07	3.346	87.762	74.378	91.108	71.032	84	OK	80	OK
Sc (ppm)	24.84	1.225	27.29	22.39	28.515	21.165	24	OK	23	OK

ANNEXE 6

Proportions minérales des lames minces selon les lithologies

ANNEXE 6 : Proportions minérales des schistes à sillimanite

TABLE 6 : Les Populations minérales des schistes à sillimanite																	
Groupe lithologique	Lame mince (CN13-RB-XX)	Localisation	Phases majeures								Phases mineures						
			Sillimanite	Cordiérite	Anthophyllite	Quartz	Plagioclase	Microcline	Biotite	Phlogopite	Muscovite	opaque	séricite	Pinnite	chlorite	zircon	ganhite
Schiste à sillimanite	17	TR-CN04-05	15			55	10	8	10		2	tr	tr		tr	tr	
	19	CN2013RB-045	5			35	10	15	20		15	tr	tr			tr	
	20	CN2013RB-046	25			30	10		25		10		tr			tr	
	23	CN2013RB-047	10			60			15		5	10					
	29	TR-CN04-04	15			59			25		1	tr				tr	
	37	TR-CN04-06	10			60	5		25			tr				tr	
	38	TR-CN04-06	30			22			45			1	3			tr	
	40	TR-CN04-06	25			35	5	20	10		5		tr		tr		
	54	CN-07-071B															
	6	TR-CN04-07	10			40	25		15		10	tr	tr			tr	
	7	TR-CN04-07	10			40	10	tr	7		8	25	tr		tr	tr	
Moyenne			16			44	11	14	20		7	12	tr		tr	tr	

ANNEXE 6 : Proportions minérales des schistes à sillimanite+cordiérite

TABLEAU 6 : La Répartition minérale des schistes à sillimanite + cordiérite																	
Groupe lithologique	Lame mince (CN13-RB-XX)	Localisation	Phases majeures								Phases mineures						
			Sillimanite	Cordiérite	Anthophyllite	Quartz	Plagioclase	Microcline	Biotite	Phlogopite	Muscovite	opaque	séricite	Pinnite	chlorite	zircon	ganhite
Schiste à sillimanite+cordiérite	22	CN2013RB-047	20	5		40	10		20		3	1	1	tr	tr	tr	
	47	TR-CN04-07	10	5		55	5	5	20				tr	tr		tr	
	57	CN-05-026	10	15		59	5		10		tr		1	tr		tr	
Moyenne			13	8.3		51	6.7	5	17		3	1	1	tr	tr	tr	

ANNEXE 6 : Proportions minérales des schistes à cordiérite

Groupe lithologique			Phases majeures									Phases mineures					
Lame mince (CN13-RB-XX)	Localisation																
		Sillimanite	Cordiérite	Anthophyllite	Quartz	Plagioclase	Microcline	Biotite	Phlogopite	Muscovite	opaque	séricite	Pinnite	chlorite	zircon	ganhite	
Schiste à cordiérite	10	TR-CN04-06		30		40	1		25			3	1	tr	tr	tr	
	11	TR-CN04-06	tr	25		58			15		1			1	tr	tr	
	26	TR-CN04-04		35	1	10	3			45		5	tr	1		tr	
	27	TR-CN04-04		37		40			15					1	2	tr	
	28	TR-CN04-04		23		55			20			2		tr	tr	tr	
	34	TR-CN04-07		20		57			25		tr			3	tr	tr	
	46	TR-CN04-02		32		45	2		20				tr	1	tr	tr	
Moyenne			tr	29	1	44	2		20	45	1	3.3	1	1.4	2	tr	

ANNEXE 6 : Proportions minérales des schistes à cordiérite+anthophyllite

TABLE 6 : Proportions minérales des schistes à cordiérite et anthophyllite																
Groupe lithologique	Lame mince (CN13-RB-XX)	Localisation	Phases majeures								Phases mineures					
			Sillimanite	Cordiérite	Anthophyllite	Quartz	Plagioclase	Microcline	Biotite	Phlogopite	Muscovite	opaque	séricite	Pinnite	chlorite	zircon
Schiste à cordiérite+anthophyllite	8	TR-CN04-06		5	15	40	10		25			2	3			
	12	TR-CN04-05		40	40	15			5			tr		tr		tr
	14	TR-CN04-05		40	15	30					15	tr		tr		
	21	TR-CN04-06		60	15	15			6			tr				tr
	25	TR-CN04-04		38	5	25	5		20		2	2	tr	3		tr
	35	TR-CN04-05		55	5	40					tr	tr		tr		tr
	43	TR-CN04-05		20	18	50	7		2		tr		2	1		tr
	44	TR-CN04-05		51	5	20			20			1		3		tr
	45	TR-CN04-02		20	5	45			20			3			tr	tr
Moyenne				37	14	31	7.3		14		8.5	2	2.5	2.3	tr	tr

ANNEXE 6 : Proportions minérales des schistes à anthophyllite

Groupe lithologique			Phases majeures								Phases mineures					
Lame mince (CN13-RB-XX)	Localisation	Sillimanite	Cordiérite	Anthophyllite	Quartz	Plagioclase	Microcline	Biotite	Phlogopite	Muscovite	opaque	séricite	Pinnite	chlorite	zircon	ganhite
Schiste à anthophyllite	30	TR-CN04-02			15	59	15		10		1	tr			tr	
	53	CN-07-105			30	15	40		10		5				tr	
Moyenne					23	37	28		10		3	tr			tr	

ANNEXE 6 : Proportions minérales des amphibolites

Groupe lithologique		Lame mince (CN13-RB-XX)	Localisation	Phases majeures					Phases mineures			
				Hornblende verte	Quartz	Plagioclase	Biotite	Trémolite	Séricite	Opaque	Zircon	Tourmaline
Amphibolite	Type 1	15	TR-CN04-05	30	20	35	10	5	tr	tr		
		31	TR-CN04-07	30	30	22	tr	15	tr			
	Type 2	32	TR-CN04-07	25	35	20	16	0	3	1	tr	
		36	TR-CN04-06	10	40	10	15	25	tr	1	tr	
		39	TR-CN04-06	40	15	10	5	10	19	1	tr	tr
Moyenne				27	28	19.4	11.5	11	11	1	tr	tr

ANNEXE 7

Localisation et description des mesures structurales

ANNEXE 7 : Mesures structurales en affleurements

Affleurement	Datum	Zone	Estant	Nordant	Roche hôte	Structure	Azimut	Pendage	Plongée	Intensité
CN2013RB-001	83	19	353048	6072038	V1B M1	Schistosité Principale	206	79		Faible
CN2013RB-002	83	19	353035	6072034	V2J M1	Schistosité Principale	32	79		Faible
CN2013RB-003	83	19	353025	6072044	V1B	Schistosité Principale	37	90		Faible
CN2013RB-004	83	19	353003	6072040	M8	Schistosité Principale	345	90		Très faible
CN2013RB-005	83	19	353003	6072038	V1B	Schistosité Principale	42	90		Très faible
CN2013RB-007	83	19	352969	6072014	V1B M1	Schistosité Principale	46	81		Faible
CN2013RB-008	83	19	352967	6072007	V1B M1	Schistosité Principale	50	90		Faible
CN2013RB-009	83	19	352931	6071985	V1B	Linéation d'étirement	198		77	
CN2013RB-009	83	19	352931	6071985	V1B M1	Schistosité Principale	50	72		Faible
CN2013RB-010	83	19	352895	6071959	V1B	Schistosité Principale	51	83		
CN2013RB-011	83	19	352911	6071946	V1B M1	Schistosité Principale	32	85		Faible
CN2013RB-012	83	19	352911	6071926	V1B M1	Schistosité Principale	243	81		Faible
CN2013RB-013	83	19	352934	6071889	V3B M1	Schistosité Principale	233	71		Faible
CN2013RB-015	83	19	353063	6072021	V1B	Schistosité Principale	218	72		
CN2013RB-016	83	19	353047	6072122	V1B	Schistosité Principale	212	75		Moyenne
CN2013RB-019	83	19	353152	6072097	V1B	Schistosité Principale	16	70		Moyenne
CN2013RB-020	83	19	353150	6072175	V3B	Schistosité Principale	8	84		Faible
CN2013RB-021	83	19	352919	6072613	V1B	Schistosité Principale	5	90		Moyenne
CN2013RB-024	83	19	352932	6072400	V1B M1	Schistosité Principale	359	85		Forte
CN2013RB-024	83	19	352932	6072400	V1B	Schistosité Principale	0	89		Forte
CN2013RB-025	83	19	352912	6072354	V1B M1	Schistosité Principale	203	90		Moyenne
CN2013RB-026	83	19	352874	6072406	V1B M1	Schistosité Principale	192	87		Moyenne
CN2013RB-027	83	19	352845	6072461	V1B M1	Schistosité Principale	17	82		Moyenne
CN2013RB-028	83	19	352826	6072416	V1B M1	Schistosité Principale	18	90		Moyenne
CN2013RB-029	83	19	352810	6072355	V1B	Axe de pli	63		42	
CN2013RB-029	83	19	352810	6072355	V1B	Plan axial	244	90		
CN2013RB-029	83	19	352810	6072355	V1B M1	Schistosité Principale	15	-99		Faible
CN2013RB-031	83	19	352771	6072311	V1B	Schistosité Principale	51	85		Faible
CN2013RB-031	83	19	352771	6072311	V1B	Schistosité Principale	59	90		Faible
CN2013RB-032	83	19	352795	6072256	V1B	Axe de pli	4		60	
CN2013RB-033	83	19	352743	6072183	V1B	Linéation d'étirement	250		80	
CN2013RB-033	83	19	352743	6072183	V1B M1	Schistosité Principale	69	85		Faible
CN2013RB-033	83	19	352743	6072183	V1B	Schistosité Principale	62	82		Moyenne
CN2013RB-036	83	19	352596	6072254	V1B	Linéation d'étirement	90		57	
CN2013RB-036	83	19	352596	6072254	V1B	Linéation d'étirement	72		82	
CN2013RB-038	83	19	352537	6072218	V1B	Linéation d'étirement	174		80	

Affleurement	Datum	Zone	Estant	Nordant	Roche hôte	Structure	Azimut	Pendage	Plongée	Intensité
CN2013RB-040	83	19	352721	6072237	V1B M1	Axe de pli	36		80	
CN2013RB-041	83	19	352441	6072063	V1B	Linéation d'étirement	224		84	
CN2013RB-049	83	19	352244	6071442	V2J M3	Linéation d'étirement	330		76	
CN2013RB-050	83	19	352444	6071418	V1B	Axe de pli	49		71	
CN2013RB-050	83	19	352444	6071418	V2J M3	Plan axial	213	83		
CN2013RB-051	83	19	352609	6071617	V1B	Linéation d'étirement	16		72	
CN2013RB-053	83	19	352699	6071423	V1B	Linéation d'étirement	135		64	
CN2013RB-054	83	19	352658	6071329	V1B	Linéation d'étirement	347		57	
CN2013RB-055	83	19	352778	6071149	V1B	Linéation d'étirement	341		69	

ANNEXE 7 : Mesures structurales en tranchées

Tranchée	Datum	Zone	Estant	Nordant	Structure	Azimut	Pendage	Plongée	Remarque
TR-CN04-02	83	19	352786	6073290	Schistosité principale	172	79		Mesure solaire
TR-CN04-02	83	19	352788	6073290	Schistosité principale	337	72		Mesure solaire
TR-CN04-04	83	19	352669	6073519	Schistosité principale	60	75		Mesure solaire
TR-CN04-04	83	19	352671	6073519	Schistosité principale	64	73		Mesure solaire
TR-CN04-04	83	19	352691	6073516	Schistosité principale	45	70		Mesure solaire
TR-CN04-04	83	19	352671	6073518	Veine	349	72		Mesure solaire
TR-CN04-04	83	19	352671	6073518	Veine	35	83		Mesure solaire
TR-CN04-05	83	19	353067	6072198	Dyke	13	80		
TR-CN04-05	83	19	353076	6072199	Dyke	190	37		
TR-CN04-05	83	19	353021	6072196	Fracture	203	64		
TR-CN04-05	83	19	353062	6072197	Linéation d'étirement	192		61	
TR-CN04-05	83	19	353021	6072197	Schistosité principale	162	75		
TR-CN04-05	83	19	353021	6072197	Schistosité principale	210	56		
TR-CN04-05	83	19	353035	6072198	Schistosité principale	5	84		
TR-CN04-05	83	19	353035	6072199	Schistosité principale	339	72		
TR-CN04-05	83	19	353047	6072196	Schistosité principale	0	86		
TR-CN04-05	83	19	353051	6072198	Schistosité principale	202	78		
TR-CN04-05	83	19	353055	6072197	Schistosité principale	20	90		
TR-CN04-05	83	19	353059	6072200	Schistosité principale	198	85		
TR-CN04-05	83	19	353060	6072196	Schistosité principale	25	87		
TR-CN04-05	83	19	353065	6072201	Schistosité principale	20	90		
TR-CN04-05	83	19	353073	6072197	Schistosité principale	209	84		
TR-CN04-05	83	19	353079	6072200	Schistosité principale	195	77		
TR-CN04-05	83	19	353092	6072198	Schistosité principale	215	66		
TR-CN04-05	83	19	353050	6072195	Schistosité principale	33	90		
TR-CN04-05	83	19	353062	6072197	Schistosité principale	24	84		
TR-CN04-05	83	19	353018	6072198	Veine	215	74		
TR-CN04-05	83	19	353017	6072196	Veine	244	73		
TR-CN04-05	83	19	353019	6072195	Veine	223	79		
TR-CN04-05	83	19	353018	6072194	Veine	216	74		
TR-CN04-05	83	19	353019	6072194	Veine	231	71		
TR-CN04-05	83	19	353020	6072196	Veine	183	69		
TR-CN04-05	83	19	353032	6072197	Veine	9	60		
TR-CN04-05	83	19	353039	6072197	Veine	186	48		
TR-CN04-05	83	19	353044	6072200	Veine	2	80		
TR-CN04-05	83	19	353051	6072196	Veine	182	81		

Tranchée	Datum	Zone	Estant	Nordant	Structure	Azimut	Pendage	Plongée	Remarque
TR-CN04-05	83	19	353052	6072196	Veine	190	84		
TR-CN04-05	83	19	353068	6072200	Veine	184	64		
TR-CN04-05	83	19	353091	6072198	Veine	21	79		
TR-CN04-05	83	19	353094	6072198	Veine	5	81		
TR-CN04-06	83	19	353084	6072256	Linéation d'étirement	180		63	
TR-CN04-06	83	19	353076	6072254	Linéation d'étirement	297		71	
TR-CN04-06	83	19	353067	6072254	Linéation d'étirement	286		81	
TR-CN04-06	83	19	353033	6072254	Schistosité principale	27	75		
TR-CN04-06	83	19	353035	6072254	Schistosité principale	43	90		
TR-CN04-06	83	19	353057	6072256	Schistosité principale	43	90		
TR-CN04-06	83	19	353060	6072256	Schistosité principale	10	90		
TR-CN04-06	83	19	353065	6072255	Schistosité principale	188	72		
TR-CN04-06	83	19	353066	6072255	Schistosité principale	171	76		
TR-CN04-06	83	19	353066	6072257	Schistosité principale	175	77		
TR-CN04-06	83	19	353067	6072255	Schistosité principale	164	88		
TR-CN04-06	83	19	353070	6072253	Schistosité principale	173	79		
TR-CN04-06	83	19	353069	6072256	Schistosité principale	161	76		
TR-CN04-06	83	19	353070	6072254	Schistosité principale	342	80		
TR-CN04-06	83	19	353073	6072255	Schistosité principale	169	71		
TR-CN04-06	83	19	353088	6072256	Schistosité principale	232	75		
TR-CN04-06	83	19	353090	6072256	Schistosité principale	194	72		
TR-CN04-06	83	19	353084	6072256	Strie de faille	184		15	
TR-CN04-06	83	19	353038	6072252	Veine	22	85		
TR-CN04-07	83	19	353061	6072325	Axe de pli	303		67	
TR-CN04-07	83	19	353097	6072325	Linéation d'étirement	276		84	
TR-CN04-07	83	19	353087	6072326	Linéation d'étirement	298		76	
TR-CN04-07	83	19	353085	6072324	Linéation d'étirement	314		77	
TR-CN04-07	83	19	353085	6072325	Linéation d'étirement	285		77	
TR-CN04-07	83	19	353080	6072322	Linéation d'étirement	292		77	
TR-CN04-07	83	19	353069	6072324	Linéation d'étirement	270		84	
TR-CN04-07	83	19	353057	6072322	Linéation d'étirement	241		72	
TR-CN04-07	83	19	353050	6072329	Linéation d'étirement	242		72	
TR-CN04-07	83	19	353086	6072326	Plan axial	150	85		
TR-CN04-07	83	19	353061	6072325	Plan axial	303	47		
TR-CN04-07	83	19	353097	6072325	Schistosité principale	166	86		
TR-CN04-07	83	19	353096	6072326	Schistosité principale	172	80		
TR-CN04-07	83	19	353087	6072326	Schistosité principale	216	81		

Tranchée	Datum	Zone	Estant	Nordant	Structure	Azimut	Pendage	Plongée	Remarque
TR-CN04-07	83	19	353085	6072325	Schistosité principale	200	82		
TR-CN04-07	83	19	353081	6072324	Schistosité principale	188	75		
TR-CN04-07	83	19	353078	6072321	Schistosité principale	176	80		
TR-CN04-07	83	19	353069	6072324	Schistosité principale	176	87		
TR-CN04-07	83	19	353055	6072319	Schistosité principale	197	74		
TR-CN04-07	83	19	353057	6072320	Schistosité principale	144	85		
TR-CN04-07	83	19	353057	6072322	Schistosité principale	150	77		
TR-CN04-07	83	19	353050	6072329	Schistosité principale	131	80		
TR-CN04-07	83	19	353056	6072326	Schistosité principale	160	69		
TR-CN04-07	83	19	353057	6072317	Veine	174	78		

ANNEXE 8

Résultats et interprétations des analyses à la microsonde électronique

ANNEXE 8 : Analyses des aluminosilicates à la microsonde

Point analyse	Analyses totales											Valeurs Stoechiométrique					
	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	Na2O	K2O	Total	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO
21A A3	50.114	0	33.881	0	11.577	0.001	0.051	3.795	0.134	0	99.553	0.277	0	0.221	0	0.095	0
21A B1	50.238	0.044	34.016	0.056	12.143	0.025	0.022	3.08	0.179	0	99.803	0.277	0	0.221	0	0.1	0
21A C4	50.32	0.033	34.077	0	12.115	0.018	0.025	2.868	0.087	0.003	99.546	0.277	0	0.221	0	0.099	0
12A D2	50.858	0	34.418	0	13.355	0.008	0	1.313	0.136	0	100.088	0.277	0	0.221	0	0.108	0
12A D3	50.539	0	34.509	0.046	13.313	0.005	0.027	1.361	0.122	0	99.922	0.276	0	0.222	0	0.108	0
12A C1	50.855	0	34.612	0.003	13.412	0.003	0.006	1.234	0.143	0	100.268	0.276	0	0.222	0	0.109	0
12A B1	50.878	0	34.505	0.02	13.406	0.009	0	1.256	0.134	0	100.208	0.277	0	0.221	0	0.109	0
12A B2	50.84	0.05	34.34	0.01	13.28	0.003	0	1.352	0.136	0.005	100.016	0.277	0	0.221	0	0.108	0
12A A1	51.2	0.022	34.335	0.023	13.188	0.006	0	1.351	0.091	0	100.216	0.278	0	0.22	0	0.107	0
45A B2	50.035	0	33.935	0	11.082	0.017	0.199	4.418	0.305	0	99.991	0.277	0	0.221	0	0.091	0
45A F2	49.87	0	33.894	0.029	11.123	0	0.207	4.403	0.334	0	99.86	0.276	0	0.221	0	0.092	0
45A F3	50.004	0	33.936	0	11.275	0.019	0.198	4.143	0.323	0	99.898	0.277	0	0.221	0	0.093	0
66 A3	62.085	0	41.114	0.007	0.003	0.004	0	0.248	0.014	0.005	103.48	0.315	0	0.246	0	0	0
66 A4	37.427	0	62.776	0	0.005	0	0.016	0.423	0.001	0.003	100.651	0.201	0	0.397	0	0	0
40A D1	39.408	0	56.734	0.043	0.099	0.503	0.015	0.363	0.26	1.785	99.21	0.217	0	0.368	0	0.001	0.003
40A D2	37.518	0	62.206	0.01	0.022	0.21	0	0.346	0.079	0.252	100.643	0.202	0	0.395	0	0	0.001
40A A1	38.114	0.095	60.298	0	0.091	0.096	0.003	0.376	0.069	0.81	99.952	0.207	0	0.386	0	0.001	0.001
40A A2	37.9	0	61.242	0	0.105	0.239	0.006	0.404	0.059	0.408	100.363	0.205	0	0.39	0	0.001	0.001
47A B1	44.581	0.067	56.884	0.06	0.016	0.018	0.006	0.278	0.005	0.007	101.922	0.234	0	0.353	0	0	0
47A B2	76.587	0.056	24.597	0	0	0.017	0	0.128	0.006	0.01	101.401	0.389	0	0.147	0	0	0
47A C1	38.128	0	58.123	0	0.027	0.442	0	0.264	0.195	2.038	99.217	0.21	0	0.378	0	0	0.003
47A C2	39.442	0	59.95	0.046	0.03	0.143	0	0.323	0.114	0.854	100.902	0.212	0	0.38	0	0	0.001
47A D1	49.934	0.022	33.844	0.01	11.245	0.011	0.13	4.241	0.164	0.001	99.602	0.277	0	0.221	0	0.093	0
47A D2	49.67	0	33.913	0.013	11.192	0.002	0.191	4.176	0.16	0.003	99.32	0.276	0	0.222	0	0.093	0
47A E2	49.761	0.028	33.805	0	11.222	0.03	0.144	4.132	0.157	0.002	99.281	0.277	0	0.222	0	0.093	0
47A E3	50.006	0.011	33.617	0.013	11.315	0	0.144	4.123	0.161	0.003	99.393	0.278	0	0.22	0	0.094	0

Point analyse					Calculs			
	MnO	FeO	Na2O	K2O	Minéral calculé	Mg/(Mg+Fe)	Fe/(Fe+Mg)	Al/(Al+Si)
21A A3	0	0.018	0.001	0	Cordiérite	0.841	0.159	0.798
21A B1	0	0.014	0.002	0	Cordiérite	0.877	0.123	0.798
21A C4	0	0.013	0.001	0	Cordiérite	0.884	0.116	0.798
12A D2	0	0.006	0.001	0	Cordiérite	0.947	0.053	0.798
12A D3	0	0.006	0.001	0	Cordiérite	0.947	0.053	0.804
12A C1	0	0.006	0.002	0	Cordiérite	0.948	0.052	0.804
12A B1	0	0.006	0.001	0	Cordiérite	0.948	0.052	0.798
12A B2	0	0.006	0.001	0	Cordiérite	0.947	0.053	0.798
12A A1	0	0.006	0.001	0	Cordiérite	0.947	0.053	0.791
45A B2	0.001	0.02	0.003	0	Cordiérite	0.820	0.180	0.798
45A F2	0.001	0.02	0.004	0	Cordiérite	0.821	0.179	0.801
45A F3	0.001	0.019	0.003	0	Cordiérite	0.830	0.170	0.798
66 A3	0	0.001	0	0	Sillimanite	0.000	1.000	0.781
66 A4	0	0.002	0	0	Sillimanite	0.000	1.000	1.975
40A D1	0	0.002	0.003	0.013	Sillimanite	0.333	0.667	1.696
40A D2	0	0.002	0.001	0.002	Sillimanite	0.000	1.000	1.955
40A A1	0	0.002	0.001	0.006	Sillimanite	0.333	0.667	1.865
40A A2	0	0.002	0.001	0.003	Sillimanite	0.333	0.667	1.902
47A B1	0	0.001	0	0	Sillimanite	0.000	1.000	1.509
47A B2	0	0.001	0	0	Sillimanite	0.000	1.000	0.378
47A C1	0	0.001	0.002	0.014	Sillimanite	0.000	1.000	1.800
47A C2	0	0.001	0.001	0.006	Sillimanite	0.000	1.000	1.792
47A D1	0.001	0.02	0.002	0	Cordiérite	0.823	0.177	0.798
47A D2	0.001	0.019	0.002	0	Cordiérite	0.830	0.170	0.804
47A E2	0.001	0.019	0.002	0	Cordiérite	0.830	0.170	0.801
47A E3	0.001	0.019	0.002	0	Cordiérite	0.832	0.168	0.791

ANNEXE 8 : Analyses des amphiboles à la microsonde

Point analyse	Analyses totales											
	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	CoO	NiO	Na2O	K2O
12A A2	58.953	0.036	1.136	0	29.103	0.273	0.062	9.192	0	0	0.042	0
12A C2	58.554	0.058	1.576	0.021	29.525	0.255	0.036	8.478	0.009	0	0.074	0
12A D1	59.05	0.015	1.389	0.047	29.513	0.298	0.077	9.001	0	0	0.086	0
15A A1	54.069	0.168	1.817	0	17.867	1.704	0.477	22.562	0	0	0.172	0.02
15A A2	54.54	0.063	1.229	0	18.418	1.287	0.414	21.523	0.014	0.002	0.132	0.014
15A A3	54.045	0.049	1.926	0.008	18.022	1.937	0.446	21.625	0.024	0.014	0.181	0.022
15A A4	54.672	0.028	0.766	0.016	18.891	0.672	0.506	22.169	0.002	0	0.078	0
15A B1	45.438	0.733	10.819	0	12.019	11.212	0.193	15.218	0	0.043	1.366	0.268
15A B2	45.507	1.016	10.804	0	12.003	10.898	0.201	16.476	0	0.026	1.358	0.27
15A C3	45.97	0.801	10.939	0.071	12.499	10.836	0.203	16.258	0	0.044	1.292	0.281
15A C4	46.11	0.817	10.878	0.042	12.297	11.096	0.146	15.651	0.042	0	1.243	0.294
15A E3	45.326	0.739	11.286	0.067	11.83	11.463	0.163	15.705	0.021	0.011	1.347	0.275
15A E4	45.272	0.704	11.09	0.063	11.922	11.182	0.17	15.764	0.025	0	1.317	0.281
15A F1	47.186	0.749	9.154	0.058	13.458	8.267	0.296	17.531	0	0.005	1.115	0.253
15A F2	45.391	0.54	11.289	0.021	11.892	11.596	0.19	15.275	0	0	1.252	0.262
15A G3	45.751	0.789	10.975	0.038	12.246	11.158	0.125	15.971	0.012	0	1.331	0.259
15A G4	45.344	0.861	11.298	0.063	11.966	11.326	0.15	15.772	0.007	0.028	1.401	0.294
15A G5	45.535	0.703	10.262	0.004	12.549	10.31	0.187	16.289	0.006	0.07	1.282	0.265
21A A1	55.685	0.057	1.869	0	22.523	0.311	0.24	17.48	0.008	0	0.058	0.008
21A A2	55.568	0.1	2.478	0	22.38	0.381	0.261	17.419	0	0	0.168	0
30A A2	46.397	0.255	13.35	0	16.57	0.19	0.624	19.354	0.015	0.001	1.278	0
30A A3	46.191	0.085	13.663	0.016	16.652	0.179	0.68	19.067	0.022	0.014	1.353	0
30A B1	47.388	0.249	12.364	0	17.136	0.112	0.643	18.679	0	0.021	1.163	0
30A B2	45.596	0.276	13.982	0	16.499	0.19	0.643	19.747	0.003	0.011	1.409	0.002
30A C1	45.451	0.213	14.229	0.115	16.123	0.163	0.666	19.321	0.001	0	1.475	0
30A D1	46.043	0.205	13.644	0	16.583	0.17	0.65	19.461	0	0.008	1.363	0
30A D2	46.164	0.326	13.837	0	16.643	0.195	0.669	19.16	0.013	0.014	1.306	0
45A A1	45.001	0.246	14.284	0	15.948	0.196	1.253	19.319	0.015	0	1.619	0.001
45A A2	44.644	0.379	14.101	0.02	15.931	0.191	1.185	19.905	0	0	1.622	0
45A D1	45.289	0.176	13.986	0	16.272	0.173	1.264	19.891	0.009	0	1.596	0
45A D2	45.619	0.318	13.668	0.02	16.362	0.178	1.208	19.131	0	0.038	1.484	0
65 D1	52.823	0.155	11.046	0	29.879	0.646	0.212	2.896	0	0	0.736	0.007
65 D2	52.839	0.214	12.079	0.018	29.316	0.686	0.218	2.566	0.047	0.034	0.901	0

Point analyse					Valeurs Stoechiométrique							
	H2O	F	Cl	Total	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO
12A A2	2.021	0.45	0	101.268	7.91	0.004	0.18	0	5.821	0.039	0.007	1.031
12A C2	2.01	0.477	0	101.073	7.853	0.006	0.249	0.002	5.903	0.037	0.004	0.951
12A D1	2.018	0.488	0.004	101.986	7.868	0.001	0.218	0.005	5.862	0.043	0.009	1.003
15A A1	2.079	0	0.002	100.937	7.796	0.018	0.309	0	3.84	0.263	0.058	2.721
15A A2	2.052	0.034	0.001	99.723	7.905	0.007	0.21	0	3.98	0.2	0.051	2.609
15A A3	2.053	0.047	0	100.399	7.808	0.005	0.328	0.001	3.881	0.3	0.055	2.613
15A A4	2.059	0.02	0	99.879	7.924	0.003	0.131	0.002	4.082	0.104	0.062	2.687
15A B1	1.988	0.074	0.014	99.385	6.723	0.082	1.887	0	2.651	1.777	0.024	1.883
15A B2	2.004	0.08	0	100.643	6.681	0.112	1.869	0	2.627	1.714	0.025	2.023
15A C3	2.033	0.051	0.011	101.289	6.69	0.088	1.876	0.008	2.712	1.69	0.025	1.979
15A C4	2.036	0.037	0.004	100.693	6.73	0.09	1.871	0.005	2.676	1.735	0.018	1.91
15A E3	2.036	0.007	0.003	100.279	6.662	0.082	1.955	0.008	2.592	1.805	0.02	1.93
15A E4	1.993	0.081	0	99.864	6.682	0.078	1.929	0.007	2.623	1.768	0.021	1.946
15A F1	2.03	0.029	0.005	100.136	6.92	0.083	1.582	0.007	2.942	1.299	0.037	2.15
15A F2	2.026	0.015	0.004	99.753	6.69	0.06	1.961	0.002	2.613	1.831	0.024	1.883
15A G3	2.022	0.059	0.002	100.738	6.691	0.087	1.892	0.004	2.67	1.748	0.016	1.953
15A G4	2.019	0.051	0.009	100.589	6.647	0.095	1.952	0.007	2.615	1.779	0.019	1.934
15A G5	1.969	0.117	0	99.548	6.745	0.078	1.791	0	2.771	1.636	0.023	2.018
21A A1	2.075	0.117	0.006	100.437	7.831	0.006	0.31	0	4.722	0.047	0.029	2.056
21A A2	2.054	0.186	0.003	100.998	7.775	0.011	0.409	0	4.668	0.057	0.031	2.038
30A A2	2.051	0.061	0.007	100.153	6.684	0.028	2.267	0	3.559	0.029	0.076	2.332
30A A3	2.061	0.041	0	100.024	6.658	0.009	2.321	0.002	3.578	0.028	0.083	2.298
30A B1	2.024	0.13	0.002	99.911	6.813	0.027	2.095	0	3.673	0.017	0.078	2.246
30A B2	2.053	0.054	0.004	100.469	6.572	0.03	2.375	0	3.545	0.029	0.078	2.38
30A C1	2.042	0.061	0	99.86	6.58	0.023	2.428	0.013	3.48	0.025	0.082	2.339
30A D1	2.007	0.155	0	100.289	6.636	0.022	2.318	0	3.563	0.026	0.079	2.346
30A D2	2.032	0.115	0.006	100.48	6.629	0.035	2.342	0	3.563	0.03	0.081	2.301
45A A1	1.976	0.182	0.012	100.052	6.534	0.027	2.444	0	3.452	0.03	0.154	2.346
45A A2	1.977	0.175	0	100.13	6.499	0.041	2.419	0.002	3.457	0.03	0.146	2.423
45A D1	1.999	0.162	0.004	100.821	6.54	0.019	2.38	0	3.503	0.027	0.155	2.402
45A D2	2.02	0.109	0.004	100.159	6.6	0.035	2.331	0.002	3.529	0.028	0.148	2.315
65 D1	2.121	0.307	0.005	100.833	6.984	0.015	1.721	0	5.889	0.092	0.024	0.32
65 D2	2.112	0.359	0	101.389	6.941	0.021	1.87	0.002	5.741	0.097	0.024	0.282

Point analyse								Calculs		
	CoO	NiO	Na2O	K2O	H2O	F	Cl	Minéral calculé	Mg/(Mg+Fe)	Na+k
12A A2	0	0	0.011	0	3.793	-0.19	0	Anthophyllite	0.849532983	0.011
12A C2	0.001	0	0.019	0	3.793	-0.201	0	Anthophyllite	0.861248906	0.019
12A D1	0	0	0.022	0	3.793	-0.205	-0.001	Anthophyllite	0.853896577	0.022
15A A1	0	0	0.048	0.004	0	0	0	Anthophyllite	0.585276635	0.052
15A A2	0.002	0	0.037	0.002	0	-0.014	0	Anthophyllite	0.604037031	0.039
15A A3	0.003	0.002	0.051	0.004	0	-0.02	0	Anthophyllite	0.59762858	0.055
15A A4	0	0	0.022	0	0	-0.008	0	Anthophyllite	0.603043286	0.022
15A B1	0	0.005	0.392	0.05	0	-0.031	-0.003	Hornblende	0.584693427	0.442
15A B2	0	0.003	0.386	0.051	0	-0.034	0	Hornblende	0.564946237	0.437
15A C3	0	0.005	0.364	0.052	0	-0.021	-0.003	Hornblende	0.578128331	0.416
15A C4	0.005	0	0.352	0.055	0	-0.015	-0.001	Hornblende	0.583515046	0.407
15A E3	0.002	0.001	0.384	0.051	3.155	-0.003	-0.001	Hornblende	0.5731977	0.435
15A E4	0.003	0	0.377	0.053	3.155	-0.034	0	Hornblende	0.574086233	0.43
15A F1	0	0.001	0.317	0.047	3.155	-0.012	-0.001	Hornblende	0.577769049	0.364
15A F2	0	0	0.358	0.049	3.155	-0.006	-0.001	Hornblende	0.581183274	0.407
15A G3	0.001	0	0.377	0.048	3.123	-0.025	-0.001	Hornblende	0.577547047	0.425
15A G4	0.001	0.003	0.398	0.055	3.123	-0.022	-0.002	Hornblende	0.574851616	0.453
15A G5	0.001	0.008	0.368	0.05	3.123	-0.049	0	Hornblende	0.578617665	0.418
21A A1	0.001	0	0.016	0.001	0	-0.049	-0.001	Anthophyllite	0.696665683	0.017
21A A2	0	0	0.045	0	0	-0.078	-0.001	Anthophyllite	0.696093051	0.045
30A A2	0.002	0	0.357	0	3.793	-0.026	-0.002	Gédrite	0.604141911	0.357
30A A3	0.003	0.002	0.378	0	3.793	-0.017	0	Gédrite	0.608917631	0.378
30A B1	0	0.002	0.324	0	3.793	-0.055	0	Gédrite	0.620544011	0.324
30A B2	0	0.001	0.394	0	3.793	-0.023	-0.001	Gédrite	0.598312236	0.394
30A C1	0	0	0.414	0	3.793	-0.026	0	Gédrite	0.5980409	0.414
30A D1	0	0.001	0.381	0	3.793	-0.065	0	Gédrite	0.602978507	0.381
30A D2	0.001	0.002	0.364	0	3.793	-0.048	-0.001	Gédrite	0.60760573	0.364
45A A1	0.002	0	0.456	0	3.793	-0.077	-0.003	Gédrite	0.595377716	0.456
45A A2	0	0	0.458	0	3.793	-0.074	0	Gédrite	0.58792517	0.458
45A D1	0.001	0	0.447	0	3.67	-0.068	-0.001	Gédrite	0.59322608	0.447
45A D2	0	0.004	0.416	0	3.67	-0.046	-0.001	Gédrite	0.603867214	0.416
65 D1	0	0	0.189	0.001	0	-0.129	-0.001	Gédrite	0.94846191	0.19
65 D2	0.005	0.004	0.23	0	0	-0.151	0	Gédrite	0.953179479	0.23

ANNEXE 8 : Analyses des carbonates à la microsonde

Point d'analyse	Valeurs analysées						Valeurs calculées						
	MgCO3	CaCO3	MnCO3	FeCO3	SrCO3	Total	Minéral calculé	MgO	CaO	MnO	Fe2O3T	SrO	Total
69 C1	46.356	52.18	0.134	0.146	0	98.816	Dolomie	46.911	52.805	0.136	0.148	0	100
69 C2	45.704	52.467	0.123	0.222	0	98.516	Dolomie	46.392	53.257	0.125	0.225	0	100

ANNEXE 8 : Analyses des chlorites à la microsonde

Point d'analyse	Valeurs analysées													
	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	CoO	NiO	Na2O	K2O	H2O	Total
45A D4	28.537	0.299	22.782	0	22.686	0.03	0.145	14.355	0.014	0	0.035	0.885	12.369	102.137

Point d'analyse	Valeurs stoechiométriques													Calculs	
	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	CoO	NiO	Na2O	K2O	H2O	Minéral calculé	Fe/(fe+Mg)
45A D4	5.534	0.044	5.207	0	6.558	0.01	0.024	2.328	0.002	0	0.013	0.219	5.395	Ripidolite	0.261985145

ANNEXE 8 : Analyses des feldspaths à la microsonde

Point d'analyse	Minéral analysé	Analyses totales														
		SiO2	TiO2	Al2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	SrO	BaO	Na2O	K2O	Total	SiO2	TiO2	Al2O3
30A E3	Plagio	65.08	0.045	22.35	0.003	3.024	0	0.011	0.046	0	10.304	0.037	100.9	2.845	0.001	1.151
30A E4	Plagio	65.064	0	22.349	0.006	3.068	0	0	0.013	0.027	10.111	0.038	100.676	2.848	0	1.153
30A B3	Plagio	64.835	0	22.485	0	3.169	0.089	0.012	0.079	0.025	10.088	0.032	100.814	2.838	0	1.16
30A A1	Plagio	64.92	0.006	22.47	0.017	3.152	0.013	0.129	0.02	0.023	10.114	0.033	100.897	2.839	0	1.158
15A B3	Plagio	58.268	0.028	26.693	0	8.598	0.003	0.07	0.043	0.032	6.999	0.059	100.793	2.591	0.001	1.399
15A B4	Plagio	58.127	0.011	26.485	0.018	8.456	0	0.117	0.073	0	7.145	0.046	100.478	2.594	0	1.393
15A C1	Plagio	58.136	0	26.808	0.013	8.495	0	0.059	0.099	0	7.004	0.061	100.675	2.588	0	1.406
15A C2	Plagio	58.314	0.034	26.953	0	8.601	0	0.129	0.073	0	7.03	0.029	101.163	2.584	0.001	1.408
15A E1	Plagio	58.103	0.055	26.571	0.003	8.571	0	0.018	0.136	0.019	6.965	0.06	100.501	2.592	0.002	1.397
15A E2	Plagio	57.636	0	26.618	0.009	8.438	0.032	0.073	0.086	0.002	6.926	0.048	99.868	2.587	0	1.408
15A F3	Plagio	58.113	0.078	26.609	0	8.611	0	0.041	0.013	0	6.886	0.045	100.396	2.592	0.003	1.399
15A F4	Plagio	57.923	0.011	26.693	0.02	8.585	0	0.036	0.076	0	7.072	0.052	100.468	2.585	0	1.404
15A G1	Plagio	58.32	0.055	26.953	0.005	8.639	0	0.063	0.063	0	6.991	0.064	101.153	2.584	0.002	1.408
15A G2	Plagio	58.111	0	26.647	0	8.535	0	0.15	0.073	0.022	7.05	0.056	100.644	2.59	0	1.399
66 A1	kfp	64.444	0.072	18.732	0.014	0.028	0.006	0	0	0.041	0.732	15.705	99.774	2.982	0.003	1.021
66 A2	kfp	65	0.034	18.88	0.021	0.032	0.013	0	0	0.018	1.469	14.483	99.95	2.986	0.001	1.022
40A C1	kfp	64.691	0	18.661	0.008	0.006	0	0	0	0.247	0.904	15.466	99.983	2.988	0	1.016
47A A1	kfp	64.419	0	18.703	0.007	0.028	0	0.009	0	0.622	0.778	15.269	99.835	2.984	0	1.021

Point d'analyse	Valeurs stoechiométrique								Calculs			
	MgO	CaO	MnO	FeO	SrO	BaO	Na2O	K2O	Minéral calculé	An%	Or%	Ab%
30A E3	0	0.142	0	0	0.001	0	0.873	0.002	Oligoclase	15.75	0.219	92.082
30A E4	0	0.144	0	0	0	0	0.858	0.002	Oligoclase	15.979	0.225	90.357
30A B3	0	0.149	0.003	0	0.002	0	0.856	0.002	Oligoclase	16.505	0.189	90.152
30A A1	0.001	0.148	0	0.005	0.001	0	0.858	0.002	Oligoclase	16.417	0.195	90.384
15A B3	0	0.41	0	0.003	0.001	0.001	0.603	0.003	Andésine	44.781	0.349	62.547
15A B4	0.001	0.404	0	0.004	0.002	0	0.618	0.003	Andésine	44.042	0.272	63.852
15A C1	0.001	0.405	0	0.002	0.003	0	0.605	0.003	Andésine	44.245	0.361	62.592
15A C2	0	0.408	0	0.005	0.002	0	0.604	0.002	Andésine	44.797	0.171	62.824
15A E1	0	0.41	0	0.001	0.004	0	0.602	0.003	Andésine	44.641	0.355	62.243
15A E2	0.001	0.406	0.001	0.003	0.002	0	0.603	0.003	Andésine	43.948	0.284	61.895
15A F3	0	0.412	0	0.002	0	0	0.596	0.003	Andésine	44.849	0.266	61.537
15A F4	0.001	0.411	0	0.001	0.002	0	0.612	0.003	Andésine	44.714	0.307	63.199
15A G1	0	0.41	0	0.002	0.002	0	0.601	0.004	Andésine	44.995	0.378	62.475
15A G2	0	0.408	0	0.006	0.002	0	0.609	0.003	Andésine	44.453	0.331	63.003
66 A1	0.001	0.001	0	0	0	0.001	0.066	0.927	Orthose	0.146	92.819	6.542
66 A2	0.001	0.002	0	0	0	0	0.131	0.849	Orthose	0.167	85.597	13.128
40A C1	0.001	0	0	0	0	0.004	0.081	0.911	Orthose	0.031	91.407	8.079
47A A1	0	0.001	0	0	0	0.011	0.07	0.902	Orthose	0.146	90.242	6.953

ANNEXE 8 : Analyses des grenats à la microsonde

Point d'analyse	Valeurs analysées										
	SiO2	TiO2	ZrO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3T	Y2O3	MgOa	CaOa	MnOa	FeOa
66 C1	37.228	0	0	21.095	0.032	0.062	0.089	3.563	0.855	7.896	29.297
66 C2	36.987	0.025	0	21.314	0.043	0	0.226	2.791	0.821	8.742	29.3
66 B1	37.42	0	0	21.414	0.017	0	0.164	3.847	0.849	7.43	29.336
66 B2	37.151	0.015	0	21.287	0.009	0	0.253	3.882	0.802	7.366	29.062

Point d'analyse	Valeurs analysées			Valeurs stochiométriques							
	ZnO	Na2O	Total	SiO2apfu	TiO2apfu	ZrO2apfu	Al2O3apfu	Cr2O3apfu	Fe2O3apfu	Y2O3apfu	MgOafpu
66 C1	0.096	0.02	100.233	5.979	0	0	3.993	0.004	0.008	0.008	0.853
66 C2	0	0.006	100.255	5.963	0.003	0	4.05	0.006	0	0.019	0.671
66 B1	0.01	0.022	100.509	5.973	0	0	4.029	0.002	0	0.014	0.916
66 B2	0.076	0.033	99.936	5.966	0.002	0	4.029	0.001	0	0.022	0.929

Point d'analyse	Valeurs stochiométriques					Valeurs calculées				
	CaOafpu	MnOafpu	FeOafpu	ZnOafpu	Na2Oafpu	Mineral	MgO	CaO	MnO	FeO
66 C1	0.147	1.074	3.935	0.011	0.006	Almandin	8.7422711	2.2471615	19.373835	71.883894
66 C2	0.142	1.194	3.95	0	0.002	Almandin	6.8351578	2.1125492	21.409154	71.755688
66 B1	0.145	1.005	3.916	0.001	0.007	Almandin	9.4723364	2.2570783	18.294635	72.233029
66 B2	0.138	1.002	3.903	0.009	0.01	Almandin	9.6303647	2.1541767	18.273381	72.096254

ANNEXE 8 : Analyses des micas à la microsonde

Point d'analyse	Valeurs analysées									
	Nom visuel	Roche hôte	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO
30A E1	Biotite	Intermédiaire	38.945	1.277	18.577	0	17.729	0.059	0	11.658
30A E2	Biotite	Intermédiaire	39.236	1.294	18.55	0	17.867	0.031	0.045	10.807
45A B1	Biotite	Felsique	38.291	1.276	17.989	0	16.982	0.014	0.048	12.509
45A D3	Biotite	Felsique	36.735	1.145	18.094	0.042	17.721	0.013	0.029	13.46
45A E1	Biotite	Felsique	38.567	1.118	17.806	0.004	17.185	0.143	0.049	12.225
45A E2	Biotite	Felsique	36.025	1.799	17.537	0	17.773	0.013	0.07	14.441
45A F1	Biotite	Felsique	38.394	1.402	17.621	0.089	16.963	0.024	0.032	12.072
15A D1	biotite	Mafique	37.932	2.152	16.229	0	14.298	0.002	0.051	16.022
15A D2	biotite	Mafique	37.363	2.629	15.938	0.046	14.166	0.007	0.017	16.3
15A F5	Biotite	Mafique	37.571	2.25	16.065	0.062	14.069	0.015	0	16.58
40A E1	Biotite	Felsique	37.508	1.437	20.032	0.004	14.631	0.02	0.142	11.96
40A E4	Biotite	Felsique	37.515	1.169	20.135	0	14.959	0.025	0.123	11.939
40A C2	Biotite	Felsique	37.139	1.309	20.084	0.021	14.233	0.075	0.13	11.79
47A D3	Biotite	Felsique	38.067	0.782	20.763	0.017	15.82	0.016	0.086	10.811
47A E1	Biotite	Felsique	37.824	0.761	20.788	0	16.105	0.011	0.063	10.707
40A E2	Muscovite	Felsique	46.559	0.421	35.285	0	1.143	0.021	0.008	2.081
40A E3	Muscovite	Felsique	46.877	0.118	35.461	0.018	1.131	0.035	0	2.031
40A B1	Muscovite	Felsique	46.496	0.325	35.425	0	1.101	0.042	0.028	1.893

Point d'analyse	Valeurs analysées										
	NiO	BaO	Na2O	K2O	Rb2O	H2O	F	Cl	Total	SiO2	TiO2
30A E1	0	0	0.462	7.803	0	4.072	0.282	0.004	100.868	5.552	0.137
30A E2	0.012	0	0.559	7.791	0	4.016	0.411	0	100.619	5.588	0.139
45A B1	0	0	0.307	8.358	0	4.012	0.262	0.001	100.049	5.551	0.139
45A D3	0	0	0.294	7.181	0	3.908	0.367	0.007	98.996	5.395	0.126
45A E1	0	0	0.336	7.932	0	3.95	0.39	0.004	99.709	5.592	0.122
45A E2	0	0	0.178	6.779	0.011	3.961	0.203	0.006	98.796	5.323	0.2
45A F1	0	0	0.384	8.454	0	3.948	0.372	0.006	99.761	5.581	0.153
15A D1	0.055	0	0.321	8.567	0	3.976	0.144	0	99.749	5.624	0.24
15A D2	0.019	0	0.26	8.335	0	3.9	0.24	0	99.22	5.582	0.295
15A F5	0.036	0	0.28	8.784	0	3.981	0.096	0.004	99.793	5.594	0.252
40A E1	0	0	0.152	9.473	0.029	3.844	0.558	0.003	99.793	5.474	0.158
40A E4	0	0	0.136	9.76	0	3.807	0.652	0.015	100.235	5.46	0.128
40A C2	0	0	0.142	9.452	0	3.745	0.678	0.002	98.8	5.476	0.145
47A D3	0	0	0.207	9.574	0	4.013	0.333	0.004	100.493	5.472	0.085
47A E1	0	0	0.268	9.492	0	4.046	0.255	0	100.32	5.443	0.082
40A E2	0.024	0	0.261	9.274	0	4.519	0	0.002	99.598	6.178	0.042
40A E3	0	0	0.23	9.469	0	4.446	0.183	0.004	100.003	6.2	0.012
40A B1	0.029	0	0.287	9.873	0	4.503	0.043	0.006	100.051	6.162	0.032

Point d'analyse	Valeurs stoechiométriques										
	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	NiO	BaO	Na2O	K2O	Rb2O
30A E1	3.121	0	3.768	0.009	0	1.39	0	0	0.128	1.419	0
30A E2	3.114	0	3.793	0.005	0.005	1.287	0.001	0	0.154	1.416	0
45A B1	3.073	0	3.67	0.002	0.006	1.516	0	0	0.086	1.546	0
45A D3	3.132	0.005	3.88	0.002	0.004	1.653	0	0	0.084	1.345	0
45A E1	3.043	0	3.715	0.022	0.006	1.482	0	0	0.094	1.467	0
45A E2	3.054	0	3.915	0.002	0.009	1.784	0	0	0.051	1.278	0.001
45A F1	3.019	0.01	3.676	0.004	0.004	1.467	0	0	0.108	1.568	0
15A D1	2.836	0	3.161	0	0.006	1.987	0.007	0	0.092	1.621	0
15A D2	2.806	0.005	3.155	0.001	0.002	2.036	0.002	0	0.075	1.588	0
15A F5	2.819	0.007	3.123	0.002	0	2.065	0.004	0	0.081	1.669	0
40A E1	3.445	0	3.183	0.003	0.018	1.46	0	0	0.043	1.764	0.003
40A E4	3.454	0	3.246	0.004	0.015	1.453	0	0	0.038	1.812	0
40A C2	3.49	0.002	3.128	0.012	0.016	1.454	0	0	0.041	1.778	0
47A D3	3.517	0.002	3.39	0.003	0.01	1.3	0	0	0.058	1.756	0
47A E1	3.526	0	3.455	0.002	0.008	1.288	0	0	0.075	1.743	0
40A E2	5.518	0	0.226	0.003	0.001	0.231	0.003	0	0.067	1.57	0
40A E3	5.528	0.002	0.223	0.005	0	0.225	0	0	0.059	1.598	0
40A B1	5.533	0	0.217	0.006	0.003	0.21	0.003	0	0.074	1.669	0

Point d'analyse				Valeurs calculées
	H2O	F	Cl	Mg/Fe+Mg
30A E1	0	-0.119	-0.001	0.730515704
30A E2	0	-0.173	0	0.746653543
45A B1	0	-0.11	0	0.707674508
45A D3	0	-0.154	-0.002	0.701247063
45A E1	0	-0.164	-0.001	0.714835482
45A E2	0	-0.085	-0.001	0.686962625
45A F1	0	-0.157	-0.001	0.714757923
15A D1	0	-0.06	0	0.614024864
15A D2	0	-0.101	0	0.607782701
15A F5	0	-0.04	-0.001	0.601966076
40A E1	0	-0.235	-0.001	0.685548137
40A E4	0	-0.275	-0.003	0.690785273
40A C2	0	-0.286	0	0.682671323
47A D3	0	-0.14	-0.001	0.722814499
47A E1	0	-0.107	0	0.728441914
40A E2	0	0	-0.001	0.49452954
40A E3	0	-0.077	-0.001	0.497767857
40A B1	0	-0.018	-0.001	0.508196721

ANNEXE 8 : Analyses des spinels à la microsonde

Point d'analyse	Valeurs analysées										
	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	CoO	NiO
21A B2	0	0	61.862	0	2.104	10.373	0.002	0.116	22.681	0.042	0
21A B3	0.015	0	62.037	0	2.18	11.078	0	0.124	21.437	0	0.031
21A C1	0.001	0	61.711	0.006	2.275	9.807	0.014	0.083	24.054	0.053	0.005
21A C2	0.033	0	62.52	0	1.533	10.207	0	0.115	23.359	0.009	0.013
21A C3	0.018	5.584	61.715	0.014	0	7.305	0	0.06	22.617	0.024	0
45A C1	0.006	9.781	0.103	0.019	57.255	0.017	0	0	30.212	0	0
45A C2	0.049	49.057	0.071	0	19.879	0.053	0.004	1.192	29.631	0.111	0
45A F4	0.009	48.783	0.042	0	20.314	0.059	0	1.302	29.66	0	0
45A F5	0.019	15.266	0.154	0.025	51.694	0.023	0	0.268	29.879	0.047	0

			Valeurs stoechiométriques								
ZnO	Na2O	Total	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	MgO	CaO	MnO	FeO
3.424	0.079	100.683	0	0	15.668	0	0.34	3.323	0	0.021	4.076
3.677	0.05	100.629	0.003	0	15.65	0	0.351	3.535	0	0.022	3.837
3.043	0.056	101.108	0	0	15.637	0.001	0.368	3.143	0.003	0.015	4.325
3.353	0.048	101.19	0.007	0	15.75	0	0.247	3.252	0	0.021	4.175
1.496	0.017	98.85	0.004	0.905	15.669	0.002	0	2.346	0	0.011	4.074
0	0	97.393	0.002	2.245	0.037	0.005	13.15	0.008	0	0	7.711
0.029	0.005	100.081	0.013	9.642	0.022	0	3.91	0.02	0.001	0.264	6.477
0.019	0.003	100.191	0.002	9.591	0.013	0	3.996	0.023	0	0.288	6.485
0	0.007	97.382	0.006	3.435	0.054	0.006	11.64	0.01	0	0.068	7.477

				Valeurs calculées
CoO	NiO	ZnO	Na2O	Nom calculé
0.007	0	0.543	0.033	Hercynite
0	0.005	0.581	0.021	Hercynite
0.009	0.001	0.483	0.024	Hercynite
0.002	0.002	0.529	0.02	Hercynite
0.004	0	0.238	0.007	Hercynite
0	0	0	0	Magnétite Ti
0.023	0	0.006	0.002	Ilménite
0	0	0.004	0.002	ilménite
0.011	0	0	0.004	magnétite Ti

ANNEXE 8 : Analyses des sulfures à la microsonde

Point d'analyse	Nom visuel	Valeurs analysées								
		Fe	Zn	S	Pb	Cu	Ni	Co	As	Total
69 A2	Chalcopyrite	30.247	0	35.063	0.132	34.5	0.009	0	0.041	99.992
74 B3	Chalcopyrite	30.061	0	34.939	0	34.827	0	0	0	99.827
74 C3	Chalcopyrite	30.009		35.01	0.106	34.535	0	0	0.074	99.918
74 D1	Chalcopyrite	30.227	0.135	35.258	0.153	34.745	0	0	0	100.518
65 A2	Chalcopyrite	30.03	0.036	35.143	0.032	34.556	0	0.017	0.025	99.839
65 C2	Chalcopyrite	29.891	0	35.189	0.109	34.424	0	0	0.008	99.621
74 C1	Galène	0.066	0.102	13.573	85.08	0	0	0	0.099	98.92
74 D3	Galène	0	0.163	13.602	85.583	0.045	0	0	0.02	99.413
69 B2	Pyrite	47.045	0.028	54.088	0.041	0.029	0.001	0	0.004	101.236
69 A1	Pyrite	46.558	0.108	53.833	0.121	0.002	0	0.184	0.003	100.809
74 A1	Pyrite	46.198	0.17	54.043	0.055	0	0.009	0.325	0.054	100.854
74 B1	Pyrite	46.947	0	54.014	0.133	0.014	0	0.115	0	101.223
65 A1	Pyrite	46.76	0	54.045	0.118	0.041	0	0.266	0.02	101.25
65 C3	Pyrite	47.101	0	54.043	0.185	0.014	0.012	0.374	0.043	101.772
69 B3	Pyrrhotite	59.581	0	39.369	0.103	0.011	0	0	0.011	99.075
69 A3	Pyrrhotite	59.818	0.032	39.026	0.097	0.011	0	0	0	98.984
74 B4	Pyrrhotite	59.984	0.144	39.165	0.076	0.038	0	0	0.03	99.437
74 C4	Pyrrhotite	60.51	0	39.395	0.082	0	0	0	0.109	100.096
74 D4	Pyrrhotite	60.837	0.032	39.3	0.049	0	0.043	0	0.015	100.276
65 A3	Pyrrhotite	60.469	0.037	38.886	0.037	0.022	0.032	0.003	0.044	99.53
65 C1	Pyrrhotite	59.905	0.106	38.839	0.088	0.047	0.026	0	0.101	99.112
69 B1	Sphalérite	7.156	59.034	33.662	0.065	0.041	0	0.015	0.07	100.043
69 A4	Sphalérite	7.476	59.569	33.721	0.017	0.055	0	0.009	0	100.847
74 B2	Sphalérite	7.379	59.611	33.847	0.018	0.018	0	0.006	0.028	100.907
74 C2	Sphalérite	7.385	59.611	33.592	0.063	0.096	0	0	0	100.747
74 D2	Sphalérite	7.359	59.647	33.748	0.086	0.068	0.004	0	0.001	100.913

Point d'analyse	Valeurs Stoechiométriques							
	Fe	Zn	S	Pb	Cu	Ni	Co	As
69 A2	24.849	0	50.179	0.029	24.91	0.007	0	0.025
74 B3	24.736	0	50.079	0	25.185	0	0	0
74 C3	24.682	0.129	50.158	0.024	24.962	0	0	0.045
74 D1	24.708	0.094	50.204	0.034	24.96	0	0	0
65 A2	24.677	0.025	50.306	0.007	24.956	0	0.013	0.015
65 C2	24.606	0	50.46	0.024	24.905	0	0	0.005
74 C1	0.14	0.187	50.519	48.997	0	0	0	0.158
74 D3	0	0.296	50.461	49.128	0.084	0	0	0.031
69 B2	33.288	0.017	66.667	0.008	0.018	0.001	0	0.002
69 A1	33.105	0.066	66.679	0.023	0.001	0	0.124	0.001
74 A1	32.798	0.103	66.835	0.011	0	0.006	0.218	0.029
74 B1	33.25	0	66.639	0.025	0.009	0	0.077	0
65 A1	33.107	0	66.656	0.022	0.026	0	0.179	0.011
65 C3	33.239	0	66.436	0.035	0.009	0.008	0.25	0.023
69 B3	46.473	0	53.492	0.022	0.007	0	0	0.006
69 A3	46.783	0.021	53.168	0.02	0.007	0	0	0
74 B4	46.714	0.095	53.131	0.016	0.026	0	0	0.018
74 C4	46.821	0	53.099	0.017	0	0	0	0.063
74 D4	47.019	0.021	52.909	0.01	0	0.032	0	0.009
65 A3	47.118	0.025	52.783	0.008	0.015	0.024	0.002	0.025
65 C1	46.868	0.071	52.932	0.019	0.032	0.02	0	0.059
69 B1	6.151	43.344	50.402	0.015	0.031	0	0.012	0.045
69 A4	6.381	43.431	50.136	0.004	0.041	0	0.007	0
74 B2	6.291	43.408	50.261	0.004	0.014	0	0.005	0.018
74 C2	6.316	43.55	50.047	0.015	0.072	0	0	0
74 D2	6.28	43.479	50.167	0.02	0.051	0.003	0	0